

+

ACTA
LITTERARUM AC SCIENTIARUM
REGIAE UNIVERSITATIS HUNGARICAE FRANCISCO-JOSEPHINAE

—
SECTIO CHEMICA, MINERALOGICA
ET PHYSICA

REDIGUNT:
P. FRÖHLICH, S. de SZENTPÉTERY et T. SZÉKI

EDITOR:
UNIVERSITATE REGIA HUNGARICA FRANCISCO-JOSEPH NAE FUNDOQUE ROTHERMEREIANO
ADJUVANTIBUS
SODALITAS AMICORUM UNIVERSITATIS.

ACTA
CHEMICA, MINERALOGICA ET PHYSICA

Tomus III.
Cum tab. I—IX et figuris in textu



III. kötet
I—IX táblával és szövegközti rajzokkal

A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM
TUDOMÁNYOS KÖZLEMÉNYEI

CHEMIAI-, ÁSVÁNYTANI-, PHYSIKAI SZAKOSZTÁLY

SZERKESZTIK:
Dr. FRÖHLICH PÁL, Dr. SZENTPÉTERY ZSIGMOND és Dr. SZÉKI TIBOR

A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM ÉS A ROTHERMERE-ALAP
TÁMOGATÁSÁVAL KIADJA:
AZ EGYETEM BARÁTAINAK EGYESÜLETE.

SZEGED,
1934.

INDEX TOM. III.

III. KÖTET TARTALOMJEGYZÉKE.

	Pag.
<i>E. Lengyel</i> vitéz, <i>I. Finály</i> und <i>T. Szelényi</i> : Beiträge zur Petrographie der Hohen Tatra. (Adatok a Magas-Tátra kőzettanához). II. Tafel	36—49
<i>E. Lengyel</i> vitéz: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse der Umgebung von Komlóska. VII. Tafel. (Komlóska környékének földtani és kőzettani viszonyai.)	126—148
<i>A. v. Kiss</i> : Über den Einfluss von Nichtelektrolyten auf die Geschwindigkeit von Ionenreaktionen	20—35
<i>Á. v. Kiss</i> : Über die Neutralsalzwirkung bei der Hydrolyse des Essigsäureanhydrids	50—65
<i>Á. v. Kiss</i> und <i>I. Bossányi</i> : Über den Mechanismus der Monobromazetat und Xanthogenationenreaktion	99—114
<i>S. v. Szentpétery</i> : Physiographie und Genésis der Diabasarten des Bükk-Ortásberges. III—V. Tafel	66—97
<i>S. v. Szentpétery</i> : Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. VIII—IX. Tafel.	149—181
<i>A. Vidacs</i> <i>iff.</i> : Étude sur le rôle du quartz dans les roches de la partie orientale de la Petite-Fátra. VI. Planch. (A quartz szerepe a Kis-Fátra K-i részének kőzeteiben).	115—125
<i>iff. Vidacs A.</i> : Adatok a Kis-Fátra kőzettani ismeretéhez. I. tábla. (Beiträge z. Petr. d. Kleinen Fátra).	1—19

Adatok a Kis-Fátra közettani ismeretéhez.

— 1 közettani térképpel és 1 mikrofotografiai táblával. —

Írta: ifj. VIDACS ALADÁR.

Az Árva (Orava) folyó útja túlnyomórészt mesozoos képződmények közelében vezet, de legalsó szakaszán, Alsó-Kubin (Dolný-Kubín), Nagyfalu (Veličná) és Párnica (Parníca) községeket elhagyva, átvágja a Kis-Fátra (Fátra-Kriván) hegység centrális gránittengelyének K.-i végét.

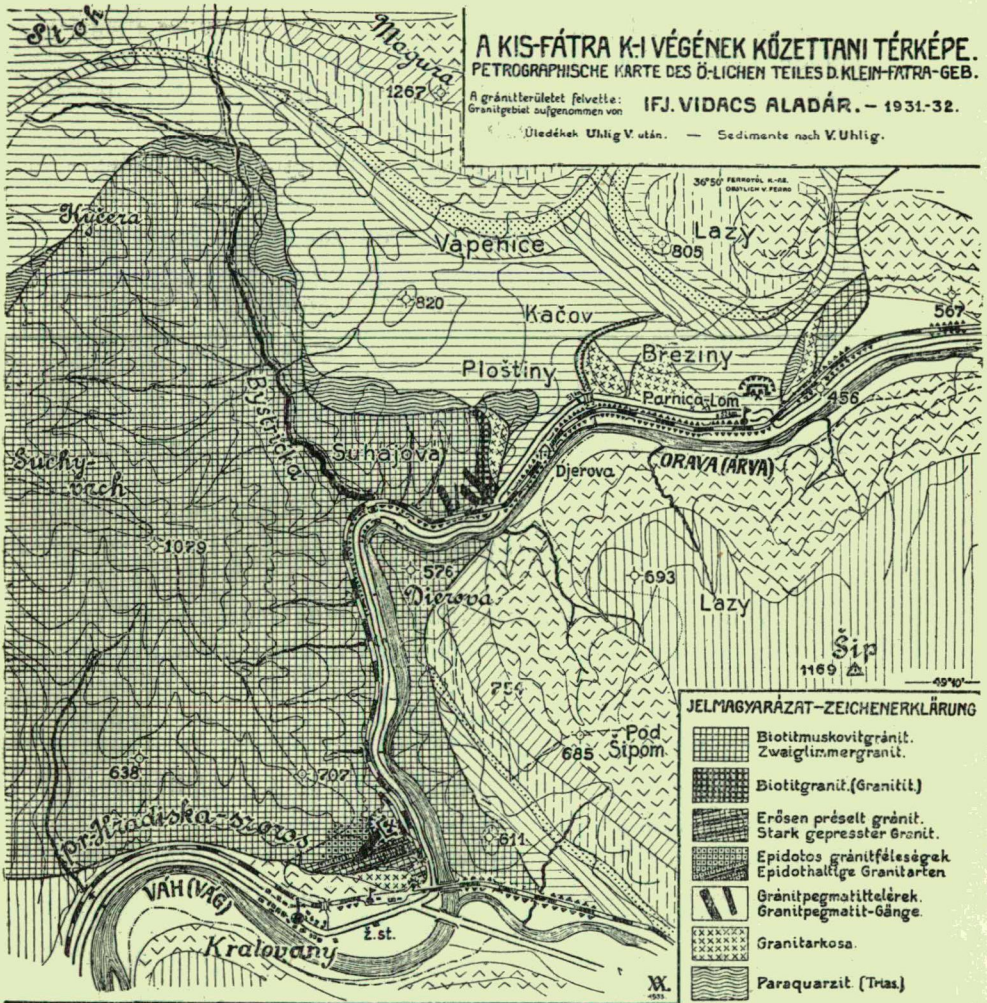
V. UHLIG állapította meg, hogy a Kis-Fátra éppen olyan felépítésű maghegység, mint a Magas Tátra. A meszes, üledékes zónát itt is megtaláljuk, a hegység É-i lejtőjén, ugyancsak itt krétakorú törési és rátolódási vonalak is vannak, amelyek mentén egyrészt idősebb harmadkori palák és homokkövek, másrészt krétakorú dolomitok és foltosmárgák érintkeznek közvetlenül a központi mag gránitjával. UHLIG óta még néhány kutató foglalkozott e dolgozatban tárgyalt területtel: RADZISEWSKI (25.) közet-elemzést is közöl, MATEJKA (38.) részletesen fejtegeti a geológiai viszonyokat, sőt legújabban a Státní Geologický Ústav ČSR. munkálatainak keretében a Kis-Fátra hegység geológiai térképezése is folyik. Közettani tekintetben azonban egyetlen részletes leírást sem találunk. Az irodalom adatait egyébként hely hiányában e dolgozat végén egyszerűen felsorolom.

Az Árvavölgy legalsó szakaszát, az ú. n. Kralováni-völgyet meredek gránitfalak határolják. Az Árva folyó utolsó könyök-kanyarulatánál, a torkolat előtt mintegy 3 km-nyire ömlik be a Bystricka-patak. E két folyóvíz völgyét kutattam át petrológiai tekintetben 1927.—32. években, minden nyáron.

A *gránit* az említett északi törésvonal mentén bukkan először a felszínre Párnica határában és tart a Bystricka-völgyben a Stoh-hegy lábáig, ahol az eruptivumot a felületen triasmészkö és dolomit váltja fel. A törésvonal mentén természetesen kisebb fokú mozgások is voltak. Részben ezek hatására a gránit a legszárazon zúzott, beljebb préselt és erősen metamorphisált állapotú. A szélén, a Ploštín-hajlat tájékán egészen palaszzerű, de fokozatosan megy át az ép kőzetbe, úgy hogy a djerovai őrház után következő vasúti sorompó tájékán az átalakulás már lényegesen kisebb mértékű. Ezt a *biotitmuskovit-gránit* egészen a kralováni alagút melletti gránitkőbányáig követhetjük. Anyagában változás mindössze az, hogy a djerovai vasúti őrházhoz tartozó út és vasút keresztezése tájékán 60—80 m széles zónában a biotitmuskovitgránit előtt *biotitgránit* (gránitit), a kralováni alagút tájékán *erősen préselt zöldkőves* és részben *epidotos gránit*, továbbá kevés *arkosa* van szálban. A gránittömegben, különösen a széli részek közelében, mint pl. a djerovai sorompó környékén és a kralováni gránitkőbányában, több *pegmatittalér* található.

A Bystricka-völgyben majdnem a Stoh lábánál triasmészkö váltja föl az eruptivumot. A két forráspatak egyesülésétől a völgy mentén lefelé kb. 350 m-re a triasmészkö után finomabb, majd durvább szemű *quarzitok* következnek. A quarzit átmegy a Bystricka-völgy végső szakaszára jellemző tarka gránitba, amelyben hús- és téglavörös földpátkristályok és a színes ásványok elváltozásából származó zöld chloritfoltok láthatók. A patakok egyesülésétől számítva kb. 460 méternél megjelenik az Árvavölgy legnagyobb részére jellemző kétszálamú gránittípus, amely egészen a patak torkolatáig követhető. A Bystricka-völgy bal oldalán az eruptivum felső határa általában a 700 és 800 m-es szintvonalak között váltakozik, mindössze a már említett egyesüléstől mért 2100 m tájékán süllyed a 600 m tszf. magasság alá, ahol a mészkő igen közel jutva a patak medréhez, azt helyenként a vizsgálót megtévesztő nagy mennyiségű törmelékkel telíti. A Bystricka-völgy jobb oldala a határoló hegyek csúcsáig mindenütt gránit.

Megjegyzem még, hogy a helyszíni bejárásokat UHLIG: Geologische Karte d. Klein-Křiván-Gebirges c. térkép alapján végeztem, melyben a terület közeteinek felvételénél a valóságtól



	Középtrias r. és f-triász dolomit.		Tarka keuper.		Rhät. n.		Gresten n. és alsó-lias.
	Mitteltrias-Sch. u. obertriad. Dolomit.		Bunter Keuper.		Rhätische Sch.		Gresteser Sch. u. Unterlias.
	Lias és dogger. foltosmárga.		Lias és tölgyes mészkő, f-jura és tithon.		Neocom		Choëdolomit.
	Fleckenmergel des Lias u. Dogger.		Knollenkalke u. Hornsteinkalke, Oberjura u. Tithon.				

MÉRTÉK: 0 0.5 1 2 3 4 5 km.

MASZTAB:

Arány: 1 : 50,000

több helyen eltérést tapasztaltam. Így pl. az a gránit-csík, amit UHLIG a Brezinytől DK.-re tüntet fel, a valóságban nincs meg. E helyen nagy, géperejű kőfejtőüzem nyílt, amelyben trias-mészkövet bányásznak. A gránitos kőzetek határvonalait illetőleg eltérést találtam a Bystricka-völgy Ny.-i oldalában és felső szakaszában. Külön térképeztem és tüntettem fel továbbá a kétszillámú gránitot, biotitgránitot, gránitarkosát és a gránit szélén megjelenő quarzitot, amely a gránittal szoros összefüggésben van.

Közzetani szempontból a következő képződményeket tanulmányoztam behatóan:

1. *Gránit* $\left\{ \begin{array}{l} a) \text{ Biotitmuskovitgránit.} \\ b) \text{ Biotitgránit (gránitit).} \end{array} \right.$
2. *Gránitpegmatit.*
3. *Gránitarkosa.*
4. *Quarzit.*

1. Gránitok.

Túlnyomó részben középszemcséjű, zöldesszürke kőzetek. Ha Párnica község felől a folyóval egyirányban haladunk, a párnica kőfejtő (Parnica-lom) előtt, közvetlenül a vasúti vágány jobb oldalán a 456 ♦ tájékán előbukkanó kis folton meg lehetőszen préselt gránit van szálban. Ugyancsak ilyenek a dje-rovai vasúti keresztezés közelében levő, továbbá a széli törési vonal mentén található gránitok általában. Az erősen préselt gránit legnagyobb tömegét azonban a hegységnek a kralováni gránitkőbányától D.-re elterülő kis részén találjuk meg, amelyen az alagút is keresztülhalad. E kőzeteket csúszási felületek jellemzik, sokszor pedig réteges elválásúak, csaknem palaszerűek. A szemcsék szétnyomódtak, a nyomás irányára merőlegesen megnyúltak. Minél közelebb haladunk a gránittömeg belsejéhez, a szemcsék annál épebbek, a szemcsenagyság is annál nagyobb lesz. A gránit főtömegének szövete azonban — ámbár a préseltség nyomai mindenütt megvannak — rendes gránitos. A földpátszemcsék általában fehérek, de a felülethez közel eső részekben gyakran halványzöldes árnyalatúak, különösen ott, ahol az elválózott csillámlemezek kisebb csomókba halmozódtak fel. A csillám túlnyomó részben biotit, zöldes, chloritos elválózással, néhol rétegecskében, csomó-sorozatok-

ban elhelyezkedve, ami a közet préseltségére utal. A már jóval alárendeltebb muskovit épebb megtartású. A *quarz* szürkésen áttetsző szemcséi sokszor megközelítik a földpát szemcsenagyságát. Mennyisége viszont félannyi, mint a földpáté, sőt sokszor még kevesebb. *Vasérc*re mutatnak a mállottabb felületeken látható barna foltocskák. A szabad szemmel való vizsgálatnál különösen feltűnik a Bystricka-völgy felső szakaszának vörösen pigmentált gránitja, amelynek szövete egyébként semmi-
ben sem különbözik a főtömeg gránitjától.

A *földpát* legtöbb helyen uralkodó szerepű. Mennyisége a különböző helyeken változó; átlag annyi, mint a többi ásványos alkotórész együttvéve. Szem nagyság tekintetében is uralkodó. Néha előfordul 2—3 mm átmérőjű kristályokban, átlagos szem nagysága 1·5—1·8 mm, míg kb. $\frac{1}{5}$ része a szemcséknek 0·6—0·8 mm átmérőjű. A szemcsék alakja többé-kevésbé megnyúlt, kiképződésük xenomorph. Körvonaluk szabálytalan; jól határolt kristálylapokat még néha ott találunk, ahol földpát-szemcse érintkezik quarzszemcsével. A földpátok elhelyezkedése sokszor igen szépen mutatja a kiválás módját. Így látható néha az, hogy mielőtt a quarz megszilárdult volna, a földpát-kristályok vagy laza halmazokban, vagy kristálydrúzaszerűleg csoportosultak. A közöttük levő teret, vagy a drúza belső üregét, mint még fennmaradt helyet, az utóljára megszilárduló quarz töltötte ki. De megjelenik a quarz a földpát-szemcse belsejében is; néha hatalmas, karélyosan szegélyezett corrosiós üregekben.

A földpát legnagyobb része *oligoklasandesin* ($\text{Ab}_{75} \text{An}_{25}$), de előfordul *oligoklas* ($\text{Ab}_{80} \text{An}_{20}$), *mikroclin* és *orthoklas* is. A földpát-fajták viszonylagos mennyisége olyan, hogy a túlnyomóan uralkodó oligoklasandesin és oligoklas mellett a mikroclin alárendeltebb, egyes megmért esetekben viszont kb. fele mennyiségű. Az orthoklas mindenütt igen kevés, sőt egyes közetekben hiányzik is. Ezekben a mikroclin mennyisége viszont valamivel nagyobb, úgy, hogy azt kell mondani, hogy a mikroclin néha az orthoklast is helyettesíti.

Ikerképződés meglehetősen ritka és a földpát-szemcséknek csupán kb. $\frac{1}{5}$ részén ismerhető fel. Ebből elég jelentékeny részt a nyomás következtében előállott ikerképződés foglal le. Az ikersávok élességét a nagy fokú elváltozás, különösen a

sericitedés sok esetben elmosza. Az ikerképződés legtöbb esetben az *albittörvény* szerint ment végbe. Már nem oly gyakori a *karlsbadi-iker*. A *mikroclin-ikerrács* ritka és leginkább csak a széli préselt zónában található meg. Fel kell említenem az orthoklas és plagioklas *perthites* *összeszőződését*. Ez helyenként *kryptoperthitbe* megy át. Ritka eset, hogy az orthoklast vékony quarzágak járók keresztül, *mikropegmatitos* *összeszőződést* hozva létre. Ilyenkor az orthoklas és quarz viszonya \approx cca 2 : 1. A *myrmekit* előfordulása a kőzetre jellemző. Quarzágai radialisak és rendszerint ritkább elhelyezkedésűek, úgy, hogy az arány a myrmekit plagioklasa és quarza között átlag kb. 4 : 1. Myrmekitet kizárólag orthoklas-földpát közvetlen szomszédságában találtam.

A földpát zárványai közt legnagyobb szerepű a *zirkon*. Igen apró kristályai különbözőképpen megnyúlt idiomorph oszlopok, két végükön pyramissal. Az oszlop végei néha lekerekítettek és ritkán befűződések, harántirányú elválások láthatók rajta. Egy esetben zárvány-zirkonban gáz-zárványt találtam. Az *apatit* a zirkonhoz képest igen ritka zárvány. Néha egy-egy bezárt *muskovit* lemezecske is található a földpátban, ritkábban *biotit*, továbbá néhány kisebb és más orientációjú, többé-kevésbé lekerekített földpátszemecske. Gáz-zárvány ritka, még sokkal ritkább a folyadék. Érc-zárványt nem találtam, eltekintve a Bystricka-völgy végső szakaszának hűsvörös pigmentációjú gránitjától. A vörös festődés az orthoklas-szemcsékben fordul elő. A színeződést — legnagyobb nagyítás mellett vizsgálva is — csak porszerű opák szemcsék halmaza alkotja. Rhodan-ammoniummal végzett pozitív microchemiai vasreactio és nagyobb halmazait kísérő színük alapján a szemcsék finom eloszlású *haematit*-nak határozhatók. Néha a quarzot is megtaláljuk a földpátszemcse belsejében. Ez azonban minden esetben utólagos, a corrosiora visszavihető jelenség. Ebben az esetben tehát a quarz kiválása még tovább tartott, mint hogy a magma a földpáttal reactioba lépett.

A földpát elváltozása igen erős. A mechanikai elváltozás, mely töredezettségben, repedezettségben, továbbá az ikercsíkok elhajoltságában és préselési ikerképződésben nyilvánul, főként csak a gránittömeg peremén nagyobb jelentőségű. Ugyanezen helyeken a teljes összetöredezés sem ritka. A vegyi elváltozás

ezzel szemben általános jelenség és ezt a gránittömeg felületétől 6—8 m-nyi mélységben (djerovai vasúti próbarobbantások) éppen olyan nagy fokúnak találtam, mint a felülethez közelebb eső részeken. Legelterjedtebb jelenség a földpátok *sericitese-dése*, amely az orthoklast szinte kivétel nélkül kíséri. A sericit túlnyomólag egyirányban kissé megnyúlt apró lemezek alakjában jelenik meg, néha kötegekké csoportosul, máskor rosetta-szerű. A sericitlemezek elhelyezkedésében gyakran két főirány állapítható meg, amelyek a földpátkristály két legjobb hasadási irányával nagyjából egybeesnek. Az elválkozás legtöbb esetben a földpátszemcse belsejében kezdődik el. Különösen ott feltűnően nagy mérvű, ahol a kőzetben csúszások, dörzsbreccias helyek, stb. mutathatók ki. Ezeken a helyeken a kőzet selymes fényű és zsíros tapintatú. Valószínűnek látszik, hogy a sericitese-dést elsősorban dynamometamorphicus hatások váltották ki. A *calcitosodás* jelentéktelen. Plagioklas-földpátban a calcit mint helyi elválzási termék fordul elő és tölti ki annak hasadásait, repedéseit. Néha orthoklasba is infiltrálódott.

A *repedéskitöltő calcit* különösen a gránittömeg széli zónájában, csúszások és dörzsbreccias helyek közelében tanulmányozható jól. Minthogy a calcit elsősorban a széli zóna repedéseinek kitöltésében játszik elég nagy szerepet, valószínű az, hogy a CaCO_3 -anyag nem csupán a földpát kilúgozása révén jutott a gránitba, hanem a szomszédos carbonatkőzetekből infiltrálódott. A lithoklasok hézagait és a dörzsbrecciakat ikerlemezes calcit cementezte össze. A calcit ikercsíkjai gyakran elhajoltak, vagy divergálnak. *Kaolinos* elválkozás ritka és leginkább csak a felület kőzeteire szorítkozik.

A *vizsgált gránitos kőzetek* — földpátjaik alapján — az *alkalimészgránitok csoportjába tartoznak*.

Quarz. Ismeretes tény, hogy a quarz a kőzetet jellemző dynamikai hatásoknak olyan érzékeny fokmérője, melyhez fogható más ásvány alig van. (Weinschenk: Die gesteinsb. Min. 1915. és Doelter: Handb. d. Min.-chemie, II. p. 133.) Mivel az elválzások a vizsgált kőzetben nagy mértékűek, célszerűnek látszik a kőzetalkotó quarz szerepéről és tulajdonságairól bővebben szólni.

A quarz mennyiségére vonatkozólag hat mérés középértékül 40%-ot kaptam. Itt tekintetbe kell venni azt, hogy a

megmért minták között a széli quarzdúsabb kőzetrészek is szerepeltek. Ha ezektől eltekintünk, a quarz mennyisége a kőzetnek kb. egyharmada. Szemnagyság igen változatos: a gránit-tömeg belsőbb részeiben 0·5—0·8 mm, míg a peremzónákban 0·3—0·6 mm. A csúszási és törési vonalak mentén található gránitok quarza összetöredezett és szemnagysága 0·15—0·4 mm, de előfordul, hogy e két véglét ugyanazon a helyen, minden átmenet nélkül megtalálható. Megtartás tekintetében az *ép-quarz* ritka. A törésvonalak kivételével a kőzetnek több helyén található, de mindig csak kis elterjedésben. A szemcsék kiképződése xenomorph. A szomszédos quarzszemcsékkel alkotott határvonal mindig görbe, kanyarulatos, vagy fogazott. Alárendelt a *kővezetszerkezet*. (Pflasterstruktur.)

A mechanikai (dynamikai) hatások folytán *elváltozást szenvedett quarz* alakváltozása rendkívül gazdag. Préseltség foka szerint a quarz négy típusba csoportosítható: 1. Az egyenletes optikai orientatiojú (nem ráncos) préselt quarz ritka; a kralováni gránitkőbánya felső kis részletének, továbbá a Suchyvrch nevű hegy DK-i lejtőjének kőzetére jellemző. Az ilyen quarz szemcséinek megnyúlása párhuzamos, elsötétedése a szemcse egész területében egyidejű. 2. A hullámosan elsötétedő quarz a szóbanforgó terület bármely részén megtalálható. 3. Néha az egyébként homogén quarz-egyen keresztezett nicolok között szemcsehalmazoknak mutatkozik. E jelenség a gránittömeg belsőbb részeiben ritka, az E-i törésvonal mentén gyakoribb. 4. Teljesen összemorzsolt quarzot a gránitmassivum szélein és a törésvonalak mentén találunk, sokszor igen erős kifejlődésben. Ugyancsak ez utóbbi helyeken fordul elő a *vakolatszerkezetű és regenerált quarz*.

Némely helyen a quarz nagy mennyiségben tartalmaz *parányi folyadék-, gáz- és egyéb zárványokat*, amelyek párhuzamos sávokban rendeződve, több quarzszemcsén folytatlagosan vonulnak át. Ritkábbak a quarzban a *rutiltűk*. Kisebb egyénein térdalakú ikerösszenövést tapasztaltam. *Muskovit*ot néha nagyobb lemezek alakjában találunk bezárva. Ezenkívül találkozunk a *zirkon* zömök oszlopaival, néha *apatit*kristályokkal és *ércszemcsék*ekkel.

Biotit mennyisége a kőzet összes alkotórészeinek kb. $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{10}$ része. Nagy mértékben elváltozott. Általában csipkés,

foszlányos szélű, a bázis irányában szét is hasadozik, aminek következtében oldalmetszetben kötegekből, kévékből összetettnek látszik. A biotit *meroxen*. Absorptioja: $n_g = n_m > n_p$ ritkábban: $n_g > n_m > n_p$. Erős elváltozása miatt az abszorptiobeli különbségek kicsinyek. Pleochroismusa: n_p : halványsárga, sárga v. zöldessárga, $n_m - n_g$: sötétbarna, élénkbarna, olykor vörös árnyalatú barna. Optikai tengelynyílás kicsiny, a tengelyek néha nem is nyílnak széjjel. *Zárványai* közül legnagyobb mennyiségű a *muskovit*. Vékony, megnyúlt lemezek. Maximális hosszúságuk: 0.15 mm. Nagyon ritka zárvány az *apatit* és csak elvétve fordul elő *zirkon*, de pleochroos udvar nélkül. Néha biotit muskovittal parallel összenőve található.

Elváltozásai közül a mechanikai elváltozás kisebb szerepű. Ez a csúszási helyeken széthasadozásban és a lemezek meghajlásában nyilvánul. A biotitra rányomódó földpát-, vagy quarzszemcse néha nemcsak meghajlítja, hanem ketté is választja a lemezeket. A *vegyi elváltozás* igen nagy fokú, úgy, hogy a biotit helyét majdnem mindig az elváltozás terméke tölti ki. A vetődések, csúszások mentén az üde biotit szerfölött ritka. Az elváltozási termék túlnyomó részben a *pennin* fajta *chlorit*, mely a biotit helyét pseudomorphosaként foglalja el. Kettőstörési színe anomalis. Pleochroismusa: n_g : sárga-vörössesárga, n_m : zöldibolyáskék, n_p : zöld-levendulakék. Optikai tengelyek nyílása kicsiny. Jellemző, hogy a chloritos elváltozás a biotit egyes lemezeiben különböző fokú. A chlorit néha oly üde megjelenésű, hogy eredeti alkotórésznek látszik. (Ezt a lehetőséget WEIN-SCHENK is említi: Die gesteinsb. Min. 1915. p. 211.) — A chloritosodás mellékterméke gyanánt ritkán megtalálható a *rutil*, amelynek egymást 60°-os szög alatt keresztező tűi *sagenites* halmazban rendeződtek. Sűrű sagenites hálózatot azonban nem találtam. Szintén az elváltozás egyik termékének tekintendő a chlorit- és biotitlemezecskék hasadási vonalain apró opák granuláció alakjában fellépő *vasérc*. — A kralováni gránitkőbánya közetében és az alagút környékén a biotit társaságában gyakran találunk *epidotot*. Érdekes jelenség, hogy mindig biotit és calciumtartalmú földpát közvetlen közelében, sőt igen sokszor chloritosodott biotit belsejében fordul elő. Valószínű, hogy a biotit és plagioklas anyagából keletkezett. Megjelenése: max. 0.35 mm átmérőjű, törésekkel és repedésekkel átjárt, rossz



megtartású oszlop, vagy töredék. Pleochroismusa: n_g : zöldes-sárga, n_m : élénk pistaziázöld, n_p : világos sárgászörös, ritkán színtelen, $n_p \searrow c : 3^\circ$, $n_g \searrow a : 28-29^\circ$ Fénytörése erős, optikai tengelysík helyzete \perp a hasadásra. (*Pistazit.*) — A biotit *elhalványulása* (bauerites elváltozás) helyenként észlelhető. Az elhalványult biotitban *magnetit* és *titanit* szemcséi jelennek meg.

Muskovit. Mennyisége nagyon különböző, de sohasem haladja felül a biotit egyharmadát. Ha az Árva folyóval egyirányban haladunk, a gránitnak a djerovai vasút- és útkeresztezés tájékán való első kibukkanási helyén a muskovit teljesen hiányzik, csak mintegy 300 m-rel beljebb jelenik meg először a vasúti bevágás gránitjában. Emiatt a kőzet az említett darabon *biotitgránit* (*gránitit*). A Bystricka-völgy vörös pigmentációjú gránitjában szintén kevés a muskovit. Ami van, az elváltozott K-földpát szomszédságában található és így valószínűleg másodlagos. A muskovit alakja a biotitéhoz képest általában jobb megtartású. Kitűnő basisos hasadásai szabályosabbak. Elváltozása alig észlelhető. Néha észrevehető a lemezek elhajlása. Előfordul, hogy utólagosan beszivárgott calcit finom rés kitöltés alakjában foglalja el a basisos hasadási lemezek igen keskeny hézagait. Ritka zárvány a zirkon.

Érc szerepe alárendelt, 0,2—0,7 mm átmérőjű, nagyon különböző körvonalakkal határolt halmazokban jelenik meg. Ráeső fényben a feketén, vagy kékesen fénylő *magnetittől* megkülönböztethető a sárgászöld fényű *pyrit*. Ez utóbbi gyakrabban fordul elő önálló egyénekben.

2. Gránitpegmatit.

A gránittömbben, különösen annak széli részein pegmatitos telérek találhatók. Számuk nem nagy. Néhányat közülök alkalmam volt megvizsgálni a djerovai vasúti sorompó bevágásánál, továbbá a kralováni gránitkőbányában. Ezek 8—25 cm széles, meredeken felfelé haladó fehér telérek, melyeknek határvonalai többnyire elmosódottak: sáv (slir)-szerűek. Alkotórészeik majdnem kizárólag leukokrata ásványok.

A *földpát*-egyének igen jól kifejlődött, olykor 8 cm nagyságig emelkedő kristályok. Színük fehér, vagy szürke, rajtuk jó hasadási lapok találhatók. A földpát fajtája többnyire *albit*,

melyen kívül olykor teljes egészében rácsos szerkezetű *mikro-
klin* játszik szerepét. Helyenként perthites összeszövődést,
mikroclin-mikroperthitet is találtam.

Quarz teljesen szabálytalan szemeket alkot. A földpáttal szemben mindig xenomorph, bár gyakran összeszövődik vele, még a belső részében is. Igen szép írásgránitos szerkezetet is alkot. Egyes szemcséi mindig kisebbek a földpátnál. Néha uralkodik a földpát felett. Gyakori benne a gázzárvány.

Muskovit 0.1—2.0 mm átm. lemezei szintén a földpát kristálytani irányait követik. Vannak azonban a telérben fészkek, ahol a muskovit 0.8—2 mm átmérőjű és 2—10 mm hosszú, basisos hasadási lemezekre tagolódott kristályok alakjában fordul elő, nagy halmazokban. A telér kiképződése e helyeken nagyon jellemző. A *biotit* mennyisége igen alárendelt és mint járulékos alkotórész, minimális mennyiségű *turmalin* is megjelenik, többnyire apró zárványok alakjában.

Itt említem meg, hogy a kralováni gránitkőbányában néhány 3—10 cm széles kristályos *quartztelért* is találtam, melyeknek meglete utóvulkáni működésre mutat.

3. Gránitarkosa.

Mindig a gránitmassivum szélein jelenik meg. Vizsgálatának eredményei azt mutatják, hogy magának a gránitnak localis képződménye. Meglehetősen laza, könnyen morzsolható. A többé-kevésbé lapult ásványszemcsék párhuzamosan helyezkednek el és az elválás is ebben az irányban legkönnyebb. Általános színe világos rozsdabarna, mely hydrosphaeriliák hatására, fémicus ásványok bomlása révén keletkezett. Üde *földpát* szabad szemmel csak a legritkább esetben fedezhető fel; szemcséi a felület közelében rozsdavörösre, mélyebben pedig chlorittól zöldesre színeződtek. Legnagyobb szerepű a *quarz*. Szemcséit barna, laza kötőanyag cementezi össze, friss törési felülete barnásszürke. A *muskovit* üde. Lemezei gyakran meghajoltak. Biotit egykori jelenlétére vall elváltozási termékeiből keletkezett erős limonitos és chloritos festődés.

Microscopium alatt is a *quarz* szerepe látszik legnagyobb: mennyisége az összes többi alkatrészeknek kb. háromszorosa. Az átlag 0.8 mm átmérőjű quarzszemcsék csoportosan

fordulnak elő és az ugyancsak csoportokba verődött földpát-szemcsékkel foltonként váltakoznak. A quarzcsoporthoz szerkezete két általános típusba sorolható: 1. A szemcsék soros elhelyezkedésűek, megnyúltak és különböző optikai orientációjú részecskékből állanak. 2. A szemcsék igen aprók, isometricusak, szögletes vonallal határoltak, összetöredezettek, vagy összeörlődtek. A szerkezet *kataklastos*, szerepe kb. háromszor nagyobb az előbbinél. A quarz zárványa a *zirkon*, amely szintén töredezett, továbbá *muskovit* és igen kevés *apatit*.

Földpát mennyisége kb. a quarz $\frac{1}{3}$ -a. Szemcsenagysága: 1.5—2.2 mm. A kristályalak meglehetősen rossz, különösen ott, ahol quarz érintkezik vele. Zónás szerkezet ritka és csak a burkok különböző fokú utólagos elváltozása révén ismerhető fel. Gyakori a sűrűlemező iker. Földpátfajták ugyanazok, mint az előbb leírt gránitban. Az elváltozás igen előrehaladott. A mechanikai átalakulás elsősorban a szélek erős töredezettségében nyilvánul meg. De gyakran megesik az is, hogy a földpátszemcse nyomás következtében darabokra törik, a darabok bizonyos mértékig el is távolodnak egymástól. A földpát darabjait utólag quarz cementezi össze. A vegyi elváltozások ugyanazok, mint a leírt gránitokban, azzal a különbséggel, hogy a *sericitisedés* erősebb. *Mikropegmatit* és *myrmekit* sokszor fordul elő. A plagioklasban gyakoriak kisebb *orthoklas-zárványok* és valamennyi földpátban általános a *zirkon*.

Muskovit az alkotórészek közül aránylag legjobb megtartású ásvány. Csipkézett körvonalakkal határolt lemezek, melyek néha földpát, vagy quarzkristályok között összepréslődtek, elnyúltak és igen sok esetben elhajlottak. Az előállott hézagokat quarz tölti ki. *Biotit* csak nyomokban található meg, helyét sokszor utólagos, vasas festésű termék foglalja el.

4. Quarzit.

A gránitmag széli részein a törési vonalakat kísérő quarzit UHLIG szerint (11.) perm korú. A МАТЕЈКА (38. p. 304.) viszont megállapítja, hogy az alsótrias transgredált a gránitra és a fehér, szürke, néha rózsaszínes quarzközetek ennek képviselői. Ugyancsak megállapítja a közelben előforduló felsőtrias-quarzitokról, hogy azok a gránit anyagából származnak. Valószínű-

nek kell tartanom, hogy a gránit szélét kísérő idősebb quarzitok szintén közvetlenül a gránit anyagából képződtek. Ezt igazolja az a tény, hogy a quarzitban a gránitmag közvetlen közelében megtaláljuk a gránit lényeges alkotórészeit.

Tömör, szürkés, néha halvány rózsaszínű kőzetek. Bennük *muskovit* csak helyenként, a *biotit* nyomai pedig elvétve fordulnak elő. Közvetlenül a gránittal érintkező quarzitrészek szemcsenagysága 0·8—2 mm, de kifelé haladva a kőzet finomabb szemcsézetűvé válik és a szemcsenagyság túlnyomórészen 0·8 mm-t nem haladja felül. A quarzszemcsék teljesen xenomorphok és változatos megjelenésükben az összes quarzszerveket képviselik. Az újrakristályosodás is fontos szerepű. A *regenerált quarz* 0·04—0·08 mm átmérőjű szemcséi szorosan illeszkednek egymás mellé. Alakjuk egyirányban megnyúlt. Érdekes, hogy a quarzszemcsék optikai orientatio tekintetében két, egymásra merőleges irányt követnek, melyek kialakulására az újrakristályosításnál feltételezhető nyomásirány is hatással volt.

A kőzetet alkotó quarz általában zárványban igen szegény. Csak néha jelentkeznek a kőzet bizonyos helyein a quarzegyeneket rózsaszínűre festő finom *ferritpor*. Előfordulnak még igen apró *folyadékzárvány*-csoportok, ezenkívül *zirkon* és *rutil*.

* *

*

A Kis-Fátra K.-i részének eruptivumait — már UHLIG (11.) megállapítása szerint — a felsőkrétában történt kéregmozgások juttatták felszínre. Ugyancsak megállapítja MATEJKA is, hogy a Kis-Fátra gránitmagjának K.-i részén egy másodlagos synklinalist találunk: a Sip-synklinalist. Ez a Kis-Fátrának subtátrai főzónájától asymmetricus antiklinalis által van elkülönítve, amelynek magjában megjelenik az Árvavölgy gránitja. (38. p. 309—310.) Tehát a Kis-Fátra mai arculatának kialakításában többszöri tektonikai mozzanatok játszottak közre.

Ugyanezen megállapítást igazolják helyszíni és laboratóriumi vizsgálataim, amennyiben a gránitmag peremén a kontakt övet sehol sem találtam meg. A grá-

nit határai általában tektonicusak és a *magban az utólagos dinamikai hatások* természetszerűleg *feltűnő szerephez jutotak*. Erre mutat a kőzet általános préseltsége, a földpát nyomási ikrei és sericitesedése, a quarz kataklasisa, biotit epidotosodása, muskovitlemezek elhajlása és több jelenség.

A gránit főtömegének ideális ásványos összetétele PAWLICZA (25. p. 124.) szerint, elemzésből átszámítva a következő:

oligoklas $Ab_{74} An_{26}$	41.90%	mol.
biotit	24.03%	„
quarz	30.65%	„
mikroklin	3.06%	„
apatit	0.36%	„
	<hr/>	
	100.00%	mol.

Fenti adatok a Kralován melletti gránitra vonatkoznak. Vizsgálataim eredményei szerint azonban a mikroklin szerepe a valóságban lényegesen nagyobb annál, mit ez az elemzés mutat.

Ami a Kis-Fátra tárgyalt gránitjainak a közeli hegységek hasonnemű kőzeteihez való rokonságát illeti, erre nézve röviden a következőket mondhatom: A Kis-Fátra K-i végének gránitjához hasonló kőzetet ír le J. KOUTEK (41. p. 539.) az Alacsony-Tátra ÉK.-i részéből, Gyömbér (Dumbier) vidékéről, míg a Bystricka-völgy végső szakaszának vörös pigmentatiojú gránitja az ugyanezen leírásban szereplő Prašiva-typushoz tartozik. Vegyi elemzések alapján viszont RADZISZEWSKI (25.) és TOKARSKI (27.) kimutatják a Kis-Kárpátok (Wolfstal) és a Kis-Fátra gránitja közötti szoros rokonságot; mindkét gránit azonban feltűnő hasonlatosságot mutat MOROZEWICZ (20.) Goryczkowa-typusához. Ugyancsak TOKARSKI foglalja össze a vizsgálati eredményekből, hogy a tátragránitnak fontos és jellemző elemei a mikroklin, myrmekit és primér muskovit. Ezek megtalálhatók a Kis-Fátra gránitjában is, még pedig fokozottabb elterjedésben. E nagy hasonlóság és vizsgálataim egyéb eredményei hozzájárulnak az újabban több kutató által hangoztatott *egyetlen közös tátrai batholith* feltevésének valószínűségéhez.

Értekezésem végén őszinte köszönetet mondok Dr. SZENT-PÉTERY ZSIGMOND professor úrnak, intézeti igazgatónak, ki munkám közben tanácsaival és útbaigazításokkal állandóan támogatott, továbbá a Rockefeller-Alapból beszerzett műszereket vizsgálataimhoz rendelkezésemre bocsátotta. Hálásan köszönöm továbbá Dr. GYÖRFFY ISTVÁN professor úrnak, hogy az irodalom felkutatását gazdag könyvtárának anyagával megkönnyítette.

Beiträge zur Petrographie der Kleinen-Fátra.

Von: A. VIDACS.

Zusammenfassung.

Die Gesteine des studierten östlichen Teiles des Kleinen-Fatra-Gebirges (Árva- u. Bystricka-Tal) sind die folgenden:

1. Vorherrschend sind die *Zweiglimmergranite*, untergeordnet die *Biotitgranite*. Sie sind mittelkörnig und oft ziemlich gepresst. Der *Feldspat* erscheint in hypidiomorphen Körnern, in einer Grösse von 1·5—1·8 mm. Es sind meistens ($Ab_{75} An_{25}$) *Oligoklasandesin*-Sorten. Es kommen noch *Oligoklas*, *Orthoklas* und *Mikroclin* vor. *Zwillingsbildungen* kommen selten vor, am meisten nach dem *Albitgesetz*, oft auf Wirkung der Pressung. Es sind auch *Karlsbader Zwillinge*, *Mikroclin-Zwillingsgitter*, *Perthitische Verwachsungen* und *Mikropegmatite* zu finden. Charakteristisch ist für die Gesteine das *Myrmekit*. Einschlüsse sind: *Zirkon*, weniger *Apatit*, *Muskovit*, *Biotit* und auf dem letzten Abschnitte des Bystricka-Tales *Haematit*, welcher eine interessante rote Pigmentation verursacht. Der *Feldspat* ist stark *serizitisiert*. Die Menge des *Quarzes* ist ungefähr ein Drittel der Bildungselemente. Seine Korngrösse ist sehr verschieden: 0·15—0·8 mm. Unversehrter Quarz ist selten zu finden, aber *gepresste Quarz-Sorten*, mit Parallel-Struktur, mit Kataklas- und Mörtelstruktur, mit undulöser Auslöschung sind mannigfaltig vorhanden. Einschlüsse sind in dem Quarz die winzigen *Flüssigkeits-* und *Gaseinschlüsse*, selten *Rutil*, *Zirkon* und *Muskovit*. Der *Biotit* ist ein veränderter *Meroxen*. Auf seinem Platz sind oft *Chlorit-Pseudomorphosen*

vorhanden. Der *Rutil* erscheint auch in einer *sagenitischen* Vergitterung. Neben dem Biotit kommt oft — hauptsächlich in der Gegend des Granitbergwerkes von Kralován — auch *Epidot* (*Pistazit*) vor. Die Menge des *Muskovits* ist immer untergeordnet; seine Lamellen sind manchmal verbogen. *Erz* kommt selten vor.

2. *Granitpegmatit*, dessen Feldspat in einer Grösse von 3—8 cm *Albit* und *Mikroclin* ist; letztgenannter besitzt eine schöne Gitterstruktur. Der *Quarz* kommt vielmal in der Gestalt von Adern vor, die die Spaltrichtung des Feldspates folgen. *Muskovit* kommt auch vor und bildet an einigen Stellen grössere Nester.

3. *Granitarkosa* erscheint auf den Rändern des Massivs und ist wahrscheinlich eine Lokalbildung. Die Körner des *Quarzes* von herrschender Rolle haben sich verlängert, oder zermalmte und kommen dann in Gruppen vor. *Feldspat* ist ein Drittel der Quarzmenge, oft mit durch Pressung entstandenen dichtplattigen Zwillingbildungen, mit sehr vorgeschrittener Veränderung. Die Sorten sind dieselben als im Granit. *Mikropegmatit* und *Myrmekit* sind oft vertreten. *Muskovit* ist von ziemlich guter Erhaltung, aber in vielen Fällen verbogen. *Biotit* ist nur in Spuren vorhanden.

4. *Quarzit* folgt auf den Rändern der Granitmenge den Bruchlinien. Er besitzt in der unmittelbaren Nähe des Granits 0.8—2 mm, entfernter grösser, als 0.8 mm Korngrösse. Alle Quarzstrukturen kommen vor, jedoch spielt der regenerierte Quarz eine grosse Rolle. Das Gestein enthält stellenweise auch *Muskovit*.

Auf dem Rand des Granitkernes *habe ich die Kontakt-Zone nirgends gefunden, im Massiv sind die späteren dynamischen Einwirkungen zu einer auffallenden Rolle gekommen*. Deren Erscheinungen sind die folgenden: die allgemeine Druckstruktur, die Druckzwillinge des Feldspates und die Serizitisierung, die oft vorkommende undulöse Auslöschung des Quarzes, Epidotisierung des Biotit, Verbiegung der Muskovitlamellen, usw. Das für den Granit der Hohen-Tatra charakteristische Mikroclin, Myrmekit und primärer Muskovit sind in der Kleinen-Fatra in einer gesteigerten Entwicklung vorhanden. Dieser Umstand scheint die Richtigkeit der, neuerdings

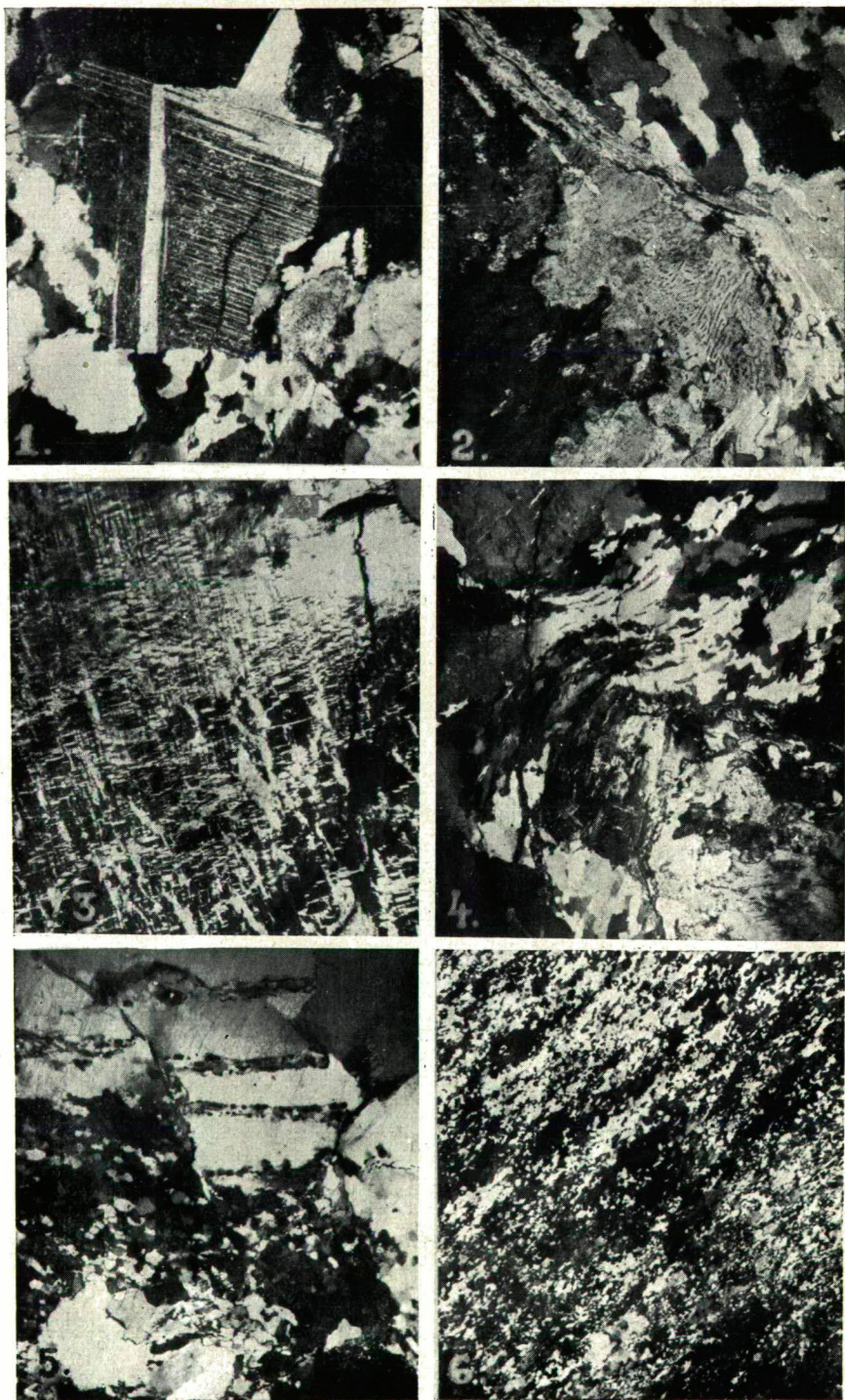
von mehreren Forschern betonten, Annahme über ein gemeinsames Tatraisches Batholith zu unterstützen.

A felhasznált irodalom. — Literatur.

1. G. A. *Kenngott*: Über die Gemengtheile eines Granites aus der Nähe von Pressburg. Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. 1851. T. II., III. k. p. 42.
2. D. *Stur*: Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag u. Neutra. Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. 1860. p. 36., 54.
3. Fr. *Foetterle*: Durchschnitte durch die Kleinen Karpathen. Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. 1863. p. 50. Verhandlungen.
4. Ferd. *Adrian* u. K. M. *Paul*: Die geolog. Verhältnisse der Kl. Karpathen u. der angrenzenden Landesgebiete im nordwest. Ungarn. Jahrb. d. K. K. R.-A. 1864. T. XIV. p. 325, 338.
5. V. *Uhlig*: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Mat.-nat. Kl. iWen, Bd. LXIV. 1897.
6. Fr. *Schafarzik*: Ueber die industriell wichtige Gesteine des Comitatus Nyitra. Jahresbericht d. Königl. Ung. Geol. R.-A. für 1898. Budapest, 1901., p. 217.
7. M. *Lugeon*: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sc. Paris, 1902.
8. Z. *Weyberg*: Przyczynki do petrografji trzonu krystalicznego tatrzańskiego. Pam. Tow. Tatr. Kraków. T. XXIII. 1902. p. 1—17.
9. Z. *Weyberg*: Beiträge zur Petrographie d. krist. Achse der Tatra. Denkschr. des Travereins, 23. u. 24. Krakau, 1902.
10. V. *Uhlig*: Beiträge zur Geologie d. Fátra-Kriván- Geb. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Mat.-nat. Kl. Bd. LXXII. Wien, 1902.
11. V. *Uhlig*: Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
12. M. *Limanowski*: Perm i trias ładowy w Tatrach. Pam. Tow. Tatrzańsk., IV. Kraków, 1903.
13. M. *Limanowski*: Sur la genèse des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. Géol. de France, 1906.
14. V. *Uhlig*: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. CXVI. Wien, 1907.
15. P. St. *Richarz*: Der südliche Theil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A. 1908. Tom. 58. p. 2—48.
16. J. *Morożewicz*: Z mineralogji i petrografji Tatr. Kosmos, 1909. Roczn. 34., zeszyt 7—9. Lwów. p. 580—600.
17. J. *Morożewicz*: O granicie karpackim. Księga Pam. zjazdu lekarzy i przyrodników polskich w Krakowie, 1911. T. XL.
18. W. *Pawlicza*: Pegmatyty Tatr. i ich stosunki magmaticzne. Rozpr. Wydz. mat. przyr. Ak. Um. w Krakowie. Tom. LIII. Kraków, 1913. p. 107—130.

19. *J. Morozewicz*: Granit tatrzański i problem jego użyteczności technicznej. Czasopismo techniczne z. r. 1914. Lwów, p. 1—19.
20. *J. Morozewicz*: Ueber die Tatrageranite. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. P. XXXIX. Beil.-Bd. Stuttgart, 1914. p. 290—345.
21. *Géza Toborffy*: Vorläufiger Bericht über ergänzende geologische Aufnahmen im südl. Teil d. Kleinen Karpathen. Jahrb. d. königl. Ungar. Geol. R.-A. für 1915. I. Teil, p. 113.
22. *W. Pawlicza*: Północna wyspa krystaliczna w Tatrach. Kraków. Nakład Akad. Umiej. 1915.
23. *J. Tokarski*: Rozbiory chemiczne krystalicznych skal tatrzańskich i wolynskich w projekcji Beckego. Kosmos, Lwów, 1916.
24. *V. Vogl*: Bericht über die im Jahre 1916 in den cozánen Becken von Liptó, Árva u. Turóc ausgeführten Untersuchungen, Jahresbericht der k. ung. Geol. R.-A. f. 1916. I. p. 227.
25. *P. Radziszewski*: O granitach Karpackich. Prace Polsk. Inst. Geol. Tom. I. Z. 1. Warszawa 1921.
26. *J. Tokarski*: Granit z Kościelca Małego w Tatrach. Lwów, Kosmos, 1925.
27. *J. Tokarski*: Próba syntezy dot. wyn. badań petrogr. gran. tatr. Kosmos, Czasopismo, Roczn. LI. z. 1—4. Lwów, 1926. p. 468—487.
28. *J. Tokarski*: Granit z Granatów w Tatrach. Lwów, Arch. Tow. Nauk. 1926.
29. *St. Kreutz*: Der Granit der Präkarpathen Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. Bull. de l'Acad. Pol., Cl. de Sc., série A, Kraków, 1927. p. 395.
30. *J. Tokarski*: Izofemy w granicie tatrzańskim. Pamiętn. II. zjazdu Geogr. Etnogr. słowiańskich w Polsce. 1927.
31. *E. v. Lengyel*: Der genetische Zusammenhang zwischen d. Graniten u. Gneissen. Acta litt. ac scient. reg. univ. hung. Franciscosephinae, sectio chem., min. et phys. Tom. I. fasc. 1. Szeged, 1928.
32. *D. Andrusow*: Poznámky ke geologii severozápadních Karpat. Vestník Stát. geol. úst. Č. S. R. V., 1929., p. 320.
33. *W. Nechay*: Z petrografi trzonu krystalicznego Tatr. Kosmos, Vol. 54. Fasc. III.—IV. 1929. Série A. Mém., pag. 702.
34. *R. Kettner*: Geologie Československé Republiky. Praha, 1930.
35. *A. Matějka*: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech Československých. Stát. geol. úst., roč. 1930. 4—6.
36. *V. Zoubek*: Caractéristique de quelques roches cristallophylliennes et éruptives des Galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes des Carpathes occidentales. Knihova Stát. Geol. Úst. Č. S. R. sv. 13. Praha, 1931.
37. *A. Matějka D. Andrusov*: Aperçu de la Geologie des Carpathes Occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihova Stát. Geol. Úst. Č. S. R. sv. 13. p. 19—165. 1931.
38. *A. Matějka*: La partie orientale de la Malá Fatra. Knihova Stát. Geol. Úst. Č. S. R. sv. 13. Praha, 1931. p. 303—316.

Vidacs A.: Adatok a Kis-Fáttra közettani ismeretéhez.
A. Vidacs: Beiträge zur Petrographie der Kleinen-Fatra.



Fot.: Auct.

39. A. Matějka O. Kodym: Geologická mapa Malé Fatry, díl východní 1:25,000. Kníhova Stát. Geol. Úst. Č. S. R. sv. 13. II. 1931.
40. V. Zoubek: Navětrávání balvanů d'umbierské žuli a jeho příčiny. Vestník Státn. Geol. Úst. Č. S. R. Roc. VII. č. 2. Praha, 1931.
41. J. Koutek: Geologické studie na severozápadě Niských Tater. Sborník Státn. Geol. Úst. Č. S. R. Sv. IX. Roc. 1930. Praha, 1931.
42. E. v. Lengyel: Beiträge zur petrochenischen Kenntnis der Granite der Hohen Tatra. Földtani Közlöny 62. köt. Budapest, 1933.
43. E. v. Lengyel, I. Finály u. T. Szelényi: Beiträge zur Petrographie der Hohen Tatra. II. Felkaer Tal. (Kézirat.)

*

Készült a M. kir. Ferencz József-Tudományegyetem Ásvány- és Földtani Intézetében.

Szeged, 1933. március hó.

Táblamagyarázat. Tafelerklärung.

1. *Préselési ikerlemezesség orthoklasban.* Kétsillámú gránit, Kralováni völgy (Alsó-Árvavölgy.)
Druckzwilling am Orthoklas. Zweiglimmergranit, Kralováner Tal (Unt. Arva-Tal.)
+ Nic, 28 X.
2. *Myrmekit.* Kétsillámú gránit. Kralováni völgy.
Myrmekit. Zweiglimmergranit, Kralováner Tal.
+ Nic, 25 X.
3. *Mikroclin-mikroperthit,* albit és mikroclin összeszővődése. Gránitpegmatit, Kralováni völgy.
Mikroclin-mikroperthit, Gewebe von Mikroclin mit Albit. Granitpegmatit, Kralováner Tal.
// (001), + Nic, 25 X.
4. *Erösen préselt quarz.* Gránitarkosa, Kralováni völgy.
Stark gepresster Quarz. Granitarkosa, Kralováner Tal.
+ Nic, 24 X.
5. *Kataklastos és összemorzsolts quarz.* Quarzit, Kralováni völgy.
Kataklastischer und zermalmter Quarz. Quarzit, Kralováner Tal.
+ Nic, 28 X.
6. *Ujarkristályosodott quarz.* Quarzit, Bystricka-völgy.
Rekristallisierter Quarz. Quarzit, Bystricka-Tal.
+ Nic, 25 X.

Über den Einfluss von Nichtelektrolyten auf die Geschwindigkeit von Ionenreaktionen.

von Á. v. Kiss.

Nach Untersuchungen von I. BOSSÁNYI und P. VASS.

1. Einleitung.

Der Einfluss von Nichtelektrolyten auf die Geschwindigkeit von Ionenreaktionen wurde zuerst in dem hiesigen Laboratorium bei der Persulfat-Jodionenreaktionen untersucht.¹⁾ Diese Resultate wurden etwas später von Prasad, Mankodi und Godbole²⁾ bestätigt. Nachher haben wir dieselbe Frage bei der Ferri-Jodionenreaktion³⁾ behandelt. Alle beiden Reaktionen weisen aber Störungen auf, so ist es notwendig, dass die gefundenen Regelmässigkeiten auch bei einer ungestört vor sich gehenden Reaktion untersucht werden. Als solche haben wir die Monobromazetat-Thiosulfationreaktion angesehen, welche nach den sehr genauen Untersuchungen von mehreren Forschern⁴⁾ glatt bimolekular vor sich geht.

Diesmal wollen wir die Frage beantworten:

Wie ändert sich die Geschwindigkeitskonstante mit der Ionenstärke der Lösung in wässrigen Lösungen von verschiedenen Nichtelektrolyten, d. h. im Medien mit verschiedenen D des Lösungsmittels.

Alle Versuche wurden bei $25 \pm 0,02^\circ \text{C}$ bei zerstreutem Tageslichte ausgeführt. Die Bromessigsäure p. a. Kahlbaum-

¹⁾ Á. v. Kiss und L. Hatz, Rec. trav. chim. 48 (1929) 7.

²⁾ M. Prasad, C. L. Mankodi und R. D. Godbole, Journ. Indian Chem. Soc. 7 (1930) 59.

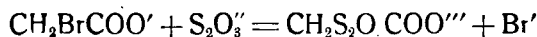
³⁾ Á. v. Kiss und P. Vass, Zeitschr. anorg. allg. Chem. 206 (1932) 196.

⁴⁾ Slator, Journ. Chem. Soc. 87 (1905) 481. S. Krapivin, Zeitschr. phys. Chem. 82 (1913) 439. A. N. Kappana, Journ. Indian Chem. Soc. 6 (1929) 45. V. K. La Mer, Journ. Amer. Chem. Soc. 51 (1929) 3341. V. K. La Mer und R. W. Fessenden, Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 2351.

Schering wurde in Vakuum bei 10 mm. Hg Druck überdestilliert und im Exsikkator über Schwefelsäure aufbewahrt. Ihr Bromessigsäuregehalt hat sich 99,6—99,9% ergeben. Das Natriumthiosulfat p. a. Merck wurde ohne vorherige Reinigung verwendet. Alle übrigen benützten Stoffe waren p. a. oder puriss. Präparate von Merck und von Kahlbaum-Schering, die auf Reinheit untersucht und genügend rein gefunden, bzw. entsprechender Weise gereinigt wurden. Bei der Reinigung der Nichtelektrolyten haben wir aus später ersichtlichen Gründen danach gestrebt, dass sie keine Spuren von Säuren als Verunreinigung enthalten sollen. Zur Bereitung der Reaktionslösung wurde aus Jenaer Glasgefäß überdestilliertes Wasser benützt.

2. Die Messmethode und der Mechanismus der Reaktion.

Bei der besprechenden Reaktion:



haben wir die Abnahme der Thiosulfatkonzentration mit Jodlösung titrimetrisch verfolgt. Dabei haben wir die reichen Erfahrungen von La Mer⁵⁾ verwertet. Da die genannten Forscher die Fehlerquellen der Messmethode ausführlich besprochen haben, so sehen wir von deren Wiedergabe ab. Weil wir keine zu verdünnte Lösungen benützt haben, so haben wir die Versuche nicht in einer Stickstoffatmosphäre ausgeführt. Diese Versuche wurden mit der Integralform der Gleichung

$$dx/dt = k(a-x)(b-x) \dots \dots \dots 1.$$

berechnet. Hier bedeuten a und b die molaren Anfangskonzentrationen der Monobromazetat- und der Thiosulfationen und x ist die bis zur Zeit t umgewandelte Stoffmenge.

Bei den in rein wässrigen Lösungen ausgeführten Versuchen hat sich gezeigt, dass diese Reaktion von Wasserstoffionen sehr stark beschleunigt wird. (Siehe die Daten der Tabellen 1—3.)⁶⁾ Um vergleichbare Resultate zu bekommen, haben wir bei den definitiven Versuchen die Monobromessigsäurelö-

⁵⁾ V. K. La Mer Journ. Amer. Chem. Soc. 51 (1929) 3341. V. K. La Mer und R. M. Fessenden, Journ. Amer. Chem. Soc. 45 (1923) 2351.

⁶⁾ Mit dem Mechanismus der Wasserstoffionenkatalyse wollen wir uns in einem späteren Beitrage beschäftigen.

sung, Phenolphthaleine als Indikator benützt, genau neutralisiert.

Unsere in neutraler Lösung ausgeführten Versuche geben

Tabelle 1.

$a = 0,0025$, $b = 0,00125$ mol.

t. Min.	$x \cdot 10^3$	k
0	0,379	—
30	0,566	—
60	0,679	0,360
90	0,778	0,361
120	0,851	0,361
150	0,907	0,344
215	1,018	0,359

Mittel: 0,357

Tabelle 2.

$a = 0,0025$, $b = 0,00125$,
 $\text{CH}_2\text{BrCOOH} = 0,000625$ mol.

t. Min.	$x \cdot 10^3$	k
0	0,256	—
30	0,421	—
60	0,565	1,70
90	0,668	1,62
120	0,763	1,60
150	0,836	1,54

Tabelle 3.

$a = 0,0025$, $b = 0,00125$,
 $\text{HCl} = 0,000625$ mol.

t. Min.	$x \cdot 10^3$	k
0	0,219	—
60	0,425	1,71
170	0,682	1,74
240	0,782	1,69
330	0,862	1,63

mit 4—5% niedrigere Werte als La Mer⁷ gefunden hat. Sie stimmen aber mit den, von Krapivin⁸) und von Kappana⁹ gewonnenen Daten gut überein. Die Ursache dessen können wir darin finden, dass La Mer und seine Mitarbeiter vielleicht in schwach saurer Lösung gearbeitet haben.

Da der Einfluss von Nichtelektrolyten auf die Geschwindigkeit dieser Reaktion von Kappana nur bei Äthylalkohol und Rohrzucker untersucht wurde, so musste entschieden werden, ob die wässerigen Lösungen der zu benützenden Nichtelektrolyten den Mechanismus der Reaktion nicht ändern. Dabei wurden die

⁷) V. K. La Mer 1. c.

⁸) S. Krapivin, Zeitschr. phys. Chem. 82 (1913) 439

⁹) A. N. Kappana, Journ. Indian Chem. Soc. 6 (1929) 45.

Reaktionskomponenten in verschiedenen Anfangskonzentrationen (0,000625—0,01 mol) benützt und mit der Nichtelektrolytenkonzentration würde so weit als möglich hinaufgegangen. Da die Empfindlichkeit der Stärkelösung als Indikator in Gegenwart von Nichtelektrolyten sich ändert, so haben wir sie experimentell bestimmt und als Korrektur angebracht. (In der Tabelle 4 werden die zur Blaufärbung der Lösung nötigen Jodkonzentrationen in g Äquivalenten, mit 10^5 multipliziert, angegeben. Bei reines Wasser ist die benützte Korrektur 0,000010).

Der Kürze wegen wird bei jedem Nichtelektrolyten nur ein Versuch im extenso wiedergegeben. (Siehe die Tabellen 5—11.) Bei den übrigen werden nur die Mittelwerte der Geschwindigkeitskonstanten an entsprechenden Stellen angegeben. Wie ersichtlich, bekommt man gute Konstanten. Ein Zeichen dafür, dass von den benützten Nichtelektrolyten der Me-

Tabelle 4.

Konz.	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	mol.
CH_3OH	1,2	1,4	1,7	2,0	2,3	2,4	2,6	—	—	
$\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$	1,2	1,4	1,7	2,2	3,0	3,6	4,2	4,8	5,4	
$\text{C}_3\text{H}_7\text{OH}$	1,0	1,1	1,4	1,6	—	—	—	—	—	
CH_3OCH_3	2,1	2,3	2,6	2,8	3,0	3,3	3,5	—	—	
$\text{CO}(\text{NH}_2)_2$	1,4	1,7	2,2	2,7	3,0	—	—	—	—	
Rohrzucker	0,25	$m = 2,5$; $0,5 \text{ m} = 3,3$; $1,0 \text{ m} = 3,6$.								

Tabelle 5.

$a = b = 0,010$,
 $\text{CH}_3\text{OH} = 6,0 \text{ mol.}$

t Min.	$x \cdot 10^3$	k
0	0,815	—
10	1,161	—
20	1,486	0,420
35	1,930	0,421
55	2,444	0,418
80	3,002	0,435
110	3,575	0,416
145	4,233	0,436
185	4,736	0,429

Mittel : 0,425

Tabelle 6.

$a = b = 0,0025$,
 $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH} = 8,0 \text{ mol.}$

t Min.	$x \cdot 10^3$	k
0	0,104	—
65	0,205	(0,283)
160	0,344	0,290
440	0,666	0,291
735	0,918	0,292
1450	1,310	0,292
1945	1,482	0,290

Mittel : 0,291

Tabelle 7.

$$a = b = 0,010$$
$$C_8H_7OH = 4,0 \text{ mol.}$$

t Min.	$\times 10^3$	k
0	0,426	—
10	0,796	0,420
20	1,180	0,464
35	1,606	0,436
55	2,208	0,452
80	2,845	0,459
110	3,408	0,447
145	4,022	0,451
185	4,511	0,437
230	5,118	0,454

Mittel : 0,447

Tabelle 8.

$$a = b = 0,00125,$$
$$\text{CH}_3\text{COCH}_3 = 2,0 \text{ mol.}$$

t Min.	$\times 10^3$	k
0	0,043	—
420	0,215	0,324
895	0,325	0,323
1350	0,454	0,318
1980	0,560	0,325
2810	0,669	0,327

Mittel : 0,324

Tabelle 9.

$a = b = 0,001875,$
Rohrz. = 0,5 mol.

t Min.	$\times 10^3$	k
0	0,150	—
72	0,226	0,370
180	0,321	0,354
365	0,473	0,362
740	0,705	0,372
1360	0,960	0,377
1965	1,118	0,377

Mittel : 0,370

Tabelle 10.

$$a = b = 0,010,$$
$$\text{CO}(\text{NH}_2)_2 = 2,0 \text{ mol.}$$

t Min.	x. 10 ³	k
0	1,062	—
11	1,534	0,567
20	1,848	0,539
34	2,368	0,563
55	2,967	0,551
79	3,601	0,562
110	4,213	0,554
144	4,799	0,558
182	5,324	0,559

Mittel: 0,559

chanismus der Reaktion nicht geändert wird. So eignen sie sich zur Untersuchung der eingangs gestellten Fragen.

3. Die Kontrolle der Brönsted-Debye-Hückelschen Gleichung.

a) *Allgemeine Anmerkungen.*

Nach Brönsted¹⁰⁾ besteht die Beziehung:

$$k = h^f_1 f_2 / f_3 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad 2.$$

¹⁰⁾ J. N. Brönsted, Zeitschr. phys. Chem. 102 (1922) 119.

sollten die Versuchsdaten desselben Lösungsmittels an einer Gerade liegen, deren Neigungstangente mit der, nach der Formel 4 berechneten A-Koeffizienten übereinstimmt.

Die Vorbedingungen dieser Kontrolle sind:

1. Dass in allen als Lösungsmittel benützten Medien die Geschwindigkeit ein und derselben Reaktion gemessen wird. Da die benützten Nichtelektrolyten den Mechanismus der Reaktion laut Daten der Tabellen 5—10 nicht geändert haben, hat man Anhaltspunkte dafür, dass diese Bedingung erfüllt wird.

2. Dass das Debye-Hückelsche Grenzgesetz (Gleichung 3) in den benützten Lösungsmittelgemischen seine Gültigkeit behält. Diesbetreffend sind die Versuchsdaten mangelhaft.

So haben Bönsted und Williams¹⁴⁾ gezeigt, dass sich die Aktivitätskoeffizienten der univalenten Ionen in wässrigen Lösungen von Rohrzucker und Äthyläther mit der D des Lösungsmittels in grossen Zügen im Sinne der Theorie von Debye und Hückel ändern. Zu den Gleichen Resultaten sind Scatchard¹⁵⁾ in wässrigen Äthylalkohollösungen bei Salzsäure und Lithiumchlorid, Noyes und Baxter,¹⁶⁾ Nonhebel und Hartley,¹⁷⁾ King und Partington,¹⁸⁾ Seward und Schumb,¹⁹⁾ Hansen und Williams²⁰⁾ in wasserfreien bzw. in wässrigen Methyl- und Äthylalkohollösungen bei mehreren binären Elektrolyten gekommen. Bei den bi-univalenten und bei den tri-univalenten Elektrolyten haben sich dagegen laut Versuchsdaten der genannten Forschern auch in den Verdünntesten Lösungen sich grosse Abweichungen gezeigt. Kraus und Seward²¹⁾ weiterhin

¹⁴⁾ J. N. Brönsted und J. W. Williams, Journ. Amer. Chem. Soc. 50 (1928) 1338. J. W. Williams, Journ. Amer. Chem. Soc. 51 (1929) 1112.

¹⁵⁾ G. Scatchard, Journ. Amer. Chem. Soc. 47 (1925) 2698.

¹⁶⁾ A. A. Noyes und W. P. Baxter, Journ. Amer. Chem. Soc. 48 (1926) 615.

¹⁷⁾ G. Nonhebel und H. Hartley, Phil. Mag. 50 (1925) 729.

¹⁸⁾ F. E. King und J. R. Partington, Trans. Faraday Soc. 23. (1927) 522.

¹⁹⁾ R. P. Seward und W. C. Schumb, Journ. Amer. Chem. Soc. 52 (1930) 3962.

²⁰⁾ L. A. Hansen und J. W. Williams, Journ. Amer. Chem. Soc. 52 (1930) 2759.

²¹⁾ Ch. A. Kraus und R. P. Seward, Journ. phys. Chem. 32 (1928) 294.

Robinson²²⁾ haben in Azeton und Isopropylalkohol sogar bei den binären Elektrolyten beträchtliche Abweichungen gefunden. Die Übereinstimmung mit der Theorie ist im Allgemeinen bei allen Elektrolyttypen schlechter in Lösungsmitteln mit niedriger D. Weiterhin sind die Abweichungen bei den unsymmetrisch aufgebauten Elektrolyten in allen Lösungsmitteln grösser. Diese letztgenannten Abweichungen können aber mit der Theorie von Gronwall, La Mer und Sandved²³⁾ gut erklärt werden.

3. Dass die Geschwindigkeitsmessungen bei Ionenstärken ausgeführt werden, bei welchen laut früherer Versuchsdaten in rein wässrigen Lösungen von der Gültigkeit der Brönsted-Debye-Hückelschen Gleichung die Rede sein kann.

Nach den vorliegenden Versuchsdaten²⁴⁾ wird die Formel 4 in rein wässrigen Lösungen höchstens bis zur Ionenstärke 0,010 und nur in Gegenwart von einwertigen indifferenten Kationen befolgt. Bei grösseren Konzentrationen ist die Neigung der Geraden kleiner, richtiger die Versuchsdaten liegen nicht mehr an einer Gerade. In Gegenwart von mehrwertigen Kationen zeigen sich noch solche Anomalien, die nur mit der Zuhilfenahme der Theorie von Gronwall, La Mer und Sandved erklärt werden können.²⁵⁾

Dementsprechend haben wir die Anfangskonzentrationen der Reaktionskomponenten so gewählt, dass wir fünf Daten zwischen der Ionenstärke 0,0025 und 0,010 haben sollen. Wenn auch die Ionenstärke auf das Vierfache gesteigert wurde, wäre wegen der Kontrolle ein noch breiteres Konzentrationsgebiet vorteilhafter.²⁶⁾

²²⁾ A. L. Robinson, Journ. phys. Chem. 32 (1928) 1089.

²³⁾ T. H. Gronwall, V. K. La Mer und K. Sandved, Phys. Zeitschr. 29 (1928) 358.

²⁴⁾ V. K. La Mer, Journ. Amer. Chem. Soc. 51 (1929) 334. V. K. La Mer und R. W. Fessenden, Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 2351.

²⁵⁾ Siehe diesbetreffend Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 2351.

²⁶⁾ Dem stehen aber die folgenden Schwierigkeiten im Wege: Kleinere Konzentrationen könnten wir wegen der Selbstzersetzung des Thiosulfates während des langen Versuchsdauers. (Siehe diesbetreffend: Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 2351.) bzw. wegen der Unempfindlichkeit der Stärkelösung als Indikator besonders in Gegenwart von Nichtelektrolyten nicht nehmen. Endlich sprechen auch die eventuellen Störungen des Reaktionsverlaufes durch die Nichtelektrolyten gegen der zu kleinen Konzen-

4. Dass bei der Berechnung der h -Werte, bzw. bei der Feststellung der theoretischen Neigungstangente der $\log k \sqrt{\mu}$ Geraden die richtigen D der Lösungsmitteln genommen werden. Da die genannten Grössen verkehrt mit $D^{3/4}$ sich ändern, so muss auf deren Richtigkeit ein grosses Gewicht gelegt werden. Die bei der Berechnung der h -Werte gebrauchten D sind an entsprechenden Stellen in den Tabellen angegeben. Sie wurden aus den neuesten und zuverlässigsten Daten, die uns vorlagen, durch graphische Interpolation gewonnen.²⁷⁾ Bei diesen Berechnungen wurden nur solchen Daten berücksichtigt, bei welchen die D des Wassers in der Nähe von 81 angegeben wurde. Aus dem Grunde haben wir die Daten von Twing²⁸⁾ und Harrington²⁹⁾ an dieser Stelle unberücksichtigt gelassen. Um aber von dem Einflusse der D Schwankungen ein Bild zu haben, wurden die theoretischen Neigungstangenten nach allen uns zu Verfügung stehenden D -Werten berechnet (Siehe Tabelle 12). Wie später noch gezeigt wird, erschweren diese Ungenauigkeiten der D -Werten des Lösungsmittels die Kontrolle der Theorie.

Um diesen Schwierigkeiten aus dem Wege zu gehen, haben wir Medien mit möglichst verschiedener D gewählt. Um dies zu erreichen müssten die Nichtelektrolyten in ziemlich grossen Konzentrationen genommen werden. Dieser Umstand hat wieder seine Nachteile wegen der eventuellen Störungen der Reaktion besonders bei kleinsten Konzentrationen der Reaktionskomponenten. Um dies zu eliminieren wurden die Nichtelektrolyten in mehreren Konzentrationen benützt. Ausserdem wurden die Versuche überall, wo sich Abweichungen von der Theorie gezeigt haben, sogar mit ganz neuen Präparaten wiederholt.

trationen der Reaktionskomponenten. Diesen Schwierigkeiten zu überwinden ist die Aufgabe der weitem Forschung.

²⁷⁾ Bei Methyl-Aethyl- und Propylalkohol wurden die Versuchsdaten von G. G. Salazar, Ann. So. Esp. Fiz. Quim. 22 (1924) 275. Tabl. Ann. VI. 2. (1924) 708. bei Rohrzucker und Karbamid die von R. Fürth, Ann. Phys. 63 (1923) 63. bei Azeton die von P. Drude, Zeitschr. phys. Chem. 23 (1897) 267. berücksichtigt.

²⁸⁾ C. B. Twing, Zeitschr. phys. Chem. 14 (1894) 295.

²⁹⁾ E. A. Harrington, Phys. Rev. 8 (1916) 581.

5. Dass besonders bei Medien mit niedriger D die Nicht-elektrolyten nur in so grossen Konzentrationen benützt werden, dass in ihren Lösungen eine praktisch vollständige elektrolytische Dissoziation der Reaktionskomponenten angenommen werden kann. Diese Bedingung wird bei den von uns benützten Ionenstärken bzw. Nichtelektrolytenkonzentrationen ohne Zweifel erfüllt.

b) *Die Besprechung der Versuchsdaten.*

Wie aus der Daten der Tabellen 11 und 12 ersichtlich³⁰⁾ die nach der Formel 4 berechneten h -Werte fallen mit wach-

Tabelle 11.

H_2O , $D = 81,12$, $A(ber) = 1,918$, $A(gef.) = 1,90$.

No	$a=b$	μ	k	h
1	0,000625	0,05000	0,288	0,231
"	"	"	0,302	0,242
2	0,000937	0,06122	0,298	0,227
"	"	"	0,299	0,229
3	0,001250	0,07071	0,324	0,237
"	"	"	0,320	0,234
4	0,001875	0,08660	0,337	0,230
"	"	"	0,328	0,226
5	0,002500	0,1000	0,356	0,229
"	"	"	0,358	0,230
6	0,003750	0,1225	0,368	0,214
7	0,007500	0,1732	0,413	0,192
8	0,0100	0,200	0,456	0,188

sender Ionestärke der Lösung bei den benützten Lösungsmitteln verschiedener weise ab. Aus diesem Verhalten ist es ziemlich schwer gewisse Regelmässigkeiten herauszuschälen. So haben wir die $\log k/\mu$ -Geraden mit der theoretischen Neigung ge-

³⁰⁾ Hier sind k die übliche nach der Formel 1 berechnete, h die nach der Gleichung 4 ermittelte Brönstedtsche Geschwindigkeitskonstante. Im Kopfleisten der Tabellen sind zu finden die Zusammensetzung und die D des Lösungsmittels, die mit dieser D nach der Formel 4 berechneten $A(ber)$ -Werte, weiterhin die experimentell gefundenen $A(gef.)$ -Koeffizienten. Um Raum zu sparen, werden die Anfangskonzentrationen der Reaktionskomponenten und die Ionenstärke der Lösung nur bei einer Versuchsreihe (Tabelle 11) angegeben. Bei den übrigen Versuchsreihen weisen die Versuchsnummern auf die entsprechenden Grössen hin.

zogen und an entsprechenden Stellen die Versuchsdaten eingezeichnet. (Siehe die Fig 1.)³¹⁾ Wie ersichtlich schmiegen sich die bei den kleineren Konzentrationen gewonnenen Geschwindigkeitskonstanten den Geraden ziemlich gut an.³²⁾ Bei gröss-

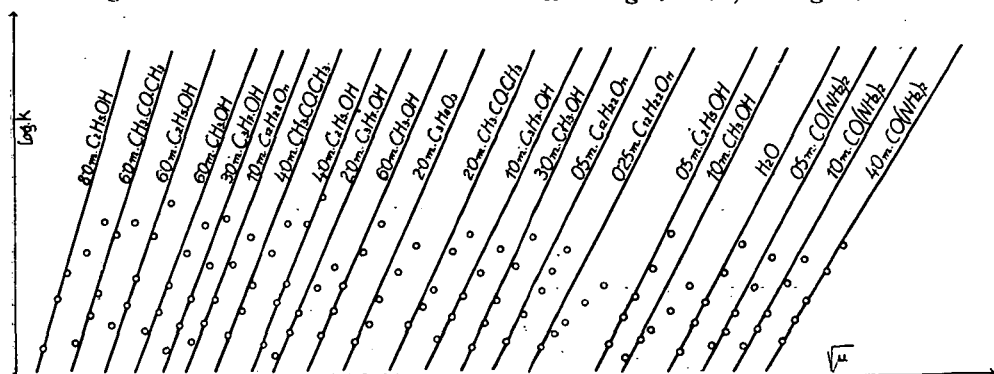


Fig.1

Tabelle 11.

No	k	h	h'	No	k	h	h'
<i>1,0 mol Methylalkohol.</i>				<i>8,0 mol Äethylalkohol.</i>			
D = 79,80, A (ber) = 1,97,				D = 56,20, A (ber) = 3,33,			
A (gef) = 1,42.				A (gef) = 1,62.			
1	0,311	0,248	0,264	1	0,230	0,156	0,190
2	0,323	0,245	0,264	2	0,252	0,158	0,201
3	0,330	0,240	0,262	3	0,265	0,147	0,204
4	9,341	0,230	0,257	4	0,275	0,142	0,199
5	0,355	0,226	0,256	5	0,291	0,135	0,200
<i>3,0 mol Methylalkohol.</i>				<i>1,0 mol Propylalkohol.</i>			
D = 76,70, A (ber) = 2,09,				D = 76,30, A (ber) = 2,10,			
A (gef) = 1,81.				A (gef) = 1,55.			
1	0,285	0,224	0,231	1	0,295	0,232	0,246
2	0,298	0,222	0,231	2	0,306	0,228	0,245
3	0,311	0,222	0,232	3	0,318	0,226	0,246
4	0,330	0,218	0,230	4	0,332	0,229	0,243
5	0,347	0,215	0,229	5	0,348	0,215	0,244

³¹⁾ Die theoretische Neigungstangente der Geraden geben die nach der Formel 4 mit der D des Lösungsmittels berechneten A(ber)-Koeffizienten an. Um das gegenseitige Schneiden der Geraden zu vermeiden wurden die logk-Werte längs der Koordinatenachsen verschoben.

³²⁾ Die bei der kleinsten Konzentration gewonnenen k-Werte fallen

6,0 mol Methylalkohol.

$D = 72,10$, $A(\text{ber}) = 2,28$
 $A(\text{gef}) = 1,80.$

1	0,272	0,209	0,221
2	0,283	0,205	0,219
3	0,296	0,204	0,221
4	0,316	0,201	0,221
5	0,332	0,196	0,219

2,0 mol Propylalkohol.

$D = 71,20$, $A(\text{ber}) = 2,33$,
 $A(\text{gef}) = 1,51.$

1	0,287	0,219	0,241
2	0,299	0,215	0,242
3	0,311	0,213	0,243
4	0,325	0,204	0,240
5	0,339	0,198	0,245

0,5 mol Aethylalkohol.

$D = 79,50$, $A(\text{ber}) = 1,98$
 $A(\text{gef}) = 1,83.$

1	0,293	0,233	0,237
2	0,307	0,232	0,237
3	0,319	0,231	0,237
4	0,338	0,228	0,235
5	0,360	0,228	0,236

3,0 mol Propylalkohol.

$D = 66,2$, $A(\text{ber}) = 2,60$,
 $A(\text{gef}) = 2,12.$

1	0,250	0,185	0,196
2	0,262	0,182	0,194
3	0,276	0,181	0,195
4	0,294	0,175	0,193
5	0,318	0,175	0,195

4,0 mol Aethylalkohol.

$D = 68,50$, $A(\text{ber}) = 2,47$,
 $A(\text{gef}) = 2,39.$

1	0,260	0,196	0,197
2	0,280	0,198	0,199
3	0,291	0,196	0,198
4	0,325	0,199	0,202
5	0,342	0,195	0,197

2,0 mol Azeton.

$D = 75,00$, $A(\text{ber}) = 2,16$,
 $A(\text{gef}) = 1,48.$

1	0,304	0,237	0,257
2	0,314	0,232	0,255
3	0,323	0,227	0,254
4	0,348	0,226	0,259
5	0,359	0,218	0,255

6,0 mol Aethylalkohol.

$D = 61,85$, $A(\text{ber}) = 2,88$,
 $A(\text{gef}) = 2,00$

1	0,253	0,182	0,201
2	0,262	0,175	0,198
3	0,275	0,172	0,199
4	0,297	0,167	0,199
5	0,316	0,163	0,199

4,0 mol Azeton.

$D = 67,70$, $A(\text{ber}) = 2,52$,
 $A(\text{gef}) = 1,82.$

1	0,328	0,246	0,266
2	0,342	0,240	0,266
3	0,358	0,238	0,266
4	0,381	0,231	0,265
5	0,401	0,225	0,263

durchschnittlich etwas höher aus, was mit der Selbstzersetzung des Thio-
sulfates erklärt werden kann:

6,0 mol Azeton.

$D = 59,00$, $A(\text{ber}) = 3,09$,
 $A(\text{gef}) = 1,98$.

1	0,370	0,259	0,295
2	0,389	0,252	0,294
3	0,406	0,244	0,294
4	0,434	0,234	0,293
5	0,464	0,213	0,294

0,25 mol Rohrzucker.

$D = 79,20$, $A(\text{ber}) = 1,99$,
 $A(\text{gef}) = 1,00$.

1	0,325	0,259	0,290
2	0,334	0,252	0,290
3	0,340	0,245	0,289
4	0,354	0,238	0,290
5	0,365	0,231	0,290

0,5 mol Karbamid.

$D = 81,90$, $A(\text{ber}) = 1,87$,
 $A(\text{gef}) = 1,48$.

1	0,334	0,269	0,281
2	0,344	0,264	0,279
3	0,356	0,262	0,279
4	0,371	0,254	0,276
5	0,392	0,255	0,264

0,5 mol Rohrzucker.

$D = 77,10$, $A(\text{ber}) = 2,06$,
 $A(\text{gef}) = 0,98$.

1	0,344	0,271	0,307
2	0,350	0,261	0,305
3	0,358	0,256	0,305
4	0,370	0,245	0,305
5	0,378	0,235	0,302

1,0 mol Karbamid.

$D = 84,50$, $A(\text{ber}) = 1,80$,
 $A(\text{gef}) = 1,40$.

1	0,340	0,276	0,289
2	0,350	0,272	0,287
3	0,363	0,271	0,289
4	0,383	0,267	0,290
5	0,402	0,265	0,291

1,0 mol Rohrzucker.

$D = 66,60$, $A(\text{ber}) = 2,58$,
 $A(\text{gef}) = 1,00$.

1	0,335	0,249	0,299
2	0,342	0,237	0,297
3	0,351	0,231	0,298
4	0,362	0,217	0,297
5	0,377	0,208	0,299

4,0 mol Karbamid.

$D = 88,40$, $A(\text{ber}) = 1,69$,
 $A(\text{gef}) = 0,92$.

1	0,464	0,382	0,417
2	0,475	0,375	0,417
3	0,482	0,366	0,415
4	0,508	0,345	0,423
5	0,518	0,351	0,419

ren Konzentrationen findet man dagegen vom der Zusammensetzung des Mediums abhängigen Abweichungen. Ein Zeichen dafür, dass die Brönsted-Debye-Hückelsche Gleichung bei noch

kleinerer Konzentrationen erfüllt wird. In der Hinsicht sind Versuche im Gange. Diese könnten einstweilen wegen experimentellen Schwierigkeiten nicht abgeschlossen werden.

Durch alle fünf Versuchsdaten kann mehr oder weniger gut eine Gerade gezogen werden, deren Neigungstangente im Kopfleisten der Tabelle 11 als A(gef) angegeben wurde. In der Tabelle 12 sind die A(ber) und A(gef) zusammengestellt und die Abweichungen in % angegeben. Um den Einfluss der D des Lösungsmittels zu zeigen wurden die theore-

Tabelle 12.

Lösungsmittel.	D	A (ber)	A (gef)	Abw. in %
Wasser	81,12	1,92	1,90	— 1,04
	79,00	2,00	1,90	— 5,00
	77,00	2,07	1,90	— 10,8
1,0 mol Methylalk.	79,80	1,97	1,42	— 27,9
	74,40	2,18	1,42	— 34,9
3,0 „ „	76,70	2,09	1,81	— 13,4
	72,40	2,27	1,81	— 20,2
6,0 „ „	72,10	2,28	1,80	— 21,0
0,5 mol Aethylalk.	79,50	1,98	1,83	— 7,58
	80,10	1,95	1,83	— 6,14
	73,90	2,16	1,83	— 15,0
4,0 „ „	68,50	2,47	2,39	— 3,24
	71,90	2,30	2,39	+ 3,91
	62,60	2,83	2,39	— 15,9
6,0 „ „	61,85	2,88	2,00	— 30,6
	66,40	2,59	2,00	— 22,8
	56,10	3,33	2,00	— 39,9
8,0 „ „	56,20	3,33	1,62	— 51,3
	60,70	2,96	1,62	— 45,3
1,0 mol Propylalk.	76,30	2,10	1,55	— 26,2
	71,60	2,31	1,55	— 33,0
	71,20	2,33	1,51	— 35,6
3,0 „ „	66,20	2,60	2,12	— 18,5
0,5 mol Karbamid	81,90	1,87	1,48	— 20,9
	82,90	1,85	1,48	— 20,5
1,0 „ „	84,50	1,80	1,40	— 22,2
	81,50	1,90	1,40	— 27,8
4,0 „ „	88,40	1,69	0,92	— 45,7
	88,00	1,70	0,92	— 46,0

0,25 mol Rohrzuck.	79,20	1,99	1,00	— 49,8
	78,80	2,00	1,00	— 50,0
0,5 " "	77,10	2,06	0,98	— 52,4
	76,60	2,09	0,98	— 53,3
1,0 " "	66,60	2,58	1,00	— 59,9
2,0 mol Azeton	75,00	2,16	1,48	— 31,5
4,0 " "	67,70	2,62	1,82	— 27,8
6,0 " "	59,00	3,09	1,98	— 35,9

tischen Neigungstangenten mit allen uns zur Verfügung stehenden D-Werten ermittelt. Wie ersichtlich ist die dadurch verursachte Streuung ziemlich beträchtlich und erschwert die Kontrolle der Theorie.

Die experimentell gefundene Neigung ist immer kleiner als die theoretisch erwartete. Die Abweichungen liegen also in der normalen Richtung. Sie sind aber so unregelmässig, dass man nach den jetzigen Versuchsdaten kaum behaupten dürfte, dass Lösungsmitteln mit niedriger D eine grössere Abweichung von der Theorie zeigen werden.

Kappana³³⁾ hat gezeigt, dass in 20 bzw. in 40%-igen (volum) wässrigen Aethylalkohollösungen zwischen $\mu = 0,0025$ und $0,085$ die Neigung der $\log k \sqrt{\mu}$ Geraden mit za 50% höher ausfällt als die theoretisch erwartete. In 60%-igen Lösung ist sie mit 15% höher. In 80%-igen ist sie mit za 40% niedriger, als der kalkulierte Wert. In 30%-igen Rohrzuckerlösungen zwischen $\mu = 0,0025$ und $0,035$ ist die Neigung der Gerade die theoretisch erwartete. In 50%-igen Lösung ist sie mit ungefähr 12% kleiner. Diese Versuchsdaten stehen, wie nach den uns zur Verfügung stehenden Referaten³⁴⁾ festzustellen ist, mit den von uns gewonnenen Versuchsdaten im Widerspruch.

Da die gefundenen Abweichungen ungefähr so gross sind, als die welche man bei der Kontrolle der Debye-Hückelschen Gleichung bei gleichen Versuchsbedingungen bis jetzt beobachtet hatte, so werden sie auch in unserem Falle vorwiegend an der Ungültigkeit der Gleichung 3 beruhen. Dazu können sich noch die Störungen von kinetischer Natur gesellen. So z. B. die

³³⁾ A. N. Kappana, Journ. Indian Chem. Soc. 6 (1929) 419.

³⁴⁾ Chem. Abstr. 23 (1929) 5394.

sekundäre kinetische Salzwirkung, d. h. die Aenderung der Konzentrationen der Reaktionskomponenten durch die Komplexbildung mit den Nichtelektrolyten. Weiterhin die Störung des Reaktionsverlaufes. Wegen der Mitwirkung von mehreren Faktoren ist es ziemlich schwer die Ursachen der Abweichungen in den einzelnen Fällen richtig anzugeben. Dazu wäre nötig, dass wir über die Gültigkeit des Debye-Hückelschen Grenzesetzes in wässrigen Lösungen von Nichtelektrolyten besser orientiert seien bzw. dass wir bei Ionenreaktionen ein grösseres Versuchsmaterial hätten. Da im hiesigen Laboratorium in beider Richtung Versuche im Gange sind, so möchten wir die eingehende Besprechung dieser Frage solange verschieben, bis uns diese Daten zur Verfügung stehen werden.

Die h -Werte wurden auch mit $A(\text{gef})$ berechnet. Diese h' -Werte (Siehe Tabelle 11) bleiben bei allen Versuchsreihen gut konstant. So kann man mit den gemittelten h' -Werten und mit den $A(\text{gef})$ -Koeffizienten nach der Gleichung 4 mindestens innerhalb des untersuchten Konzentrationsgebietes die k -Werte berechnen.

Zusammenfassung.

Es wird die Geschwindigkeit der Monobromazetat- und Thiosulfationenreaktion zwischen Ionenstärken 0,0025 und 0,010 in verschiedenen konzentrierten Lösungen der Nichtelektrolyten Methyl-Aethyl-Propylalkohol, Azeton, Karbamid und Rohrzucker bei 25° C gemessen.

An Hand dieses Versuchsmaterials wird die Gültigkeit der Brönsted-Debye-Hückelschen Gleichung besprochen und es werden die Ursachen der Abweichungen diskutiert.

Es wird an die Wasserstoffionenkatalyse der besprochenen Reaktion hingewiesen.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Dem Rockefeller Fonds möchten wir für die Unterstützung dieser Arbeit auch an dieser Stelle bestens danken.

Szeged (Ungarn) 2. Chemisches Institut der Universität, April 1933.

Beiträge zur Petrographie der Hohen Tátra.

II. Die Gesteine des Felkaer Tales.*

von vitéz E. LENGYEL, I. FINÁLY und T. SZELÉNYI.

(Mit einer Tafel.)

Im Rahmen meiner geplanten Studienserie über die Hohe Tátra stellte ich mir im Sommer 1930 die petrographische Erforschung des Felkaer Tales zur Aufgabe. St. KREUTZ (6) beschrieb bereits in 1913 die Glimmerschiefer des Felkaer Tales, die stellenweise durch grosse Granatkristalle gekennzeichnet sind und als interessante Gesteinsvorkommnisse (Granatenwand) schon vor langen Zeiten die Aufmerksamkeit der Forscher gefesselt haben.

Das gesammelte Material besteht hauptsächlich aus Graniten, ich untersuchte aber auch die in den Granitstöcken auftretenden Gangsysteme, die aus Granitporphyren, Pegmatiten und Apliten bestehen. Ausser diesen studierte ich auch noch die mit dem Granit in Kontakt befindlichen verschiedenen Arten der granatführenden Biotitschiefer und Biotitamphibolite, deren Zusammenhang mit den Granitmassiven eines der interessantesten petrographischen Probleme darstellt.

Für die chemischen Analysen der in meiner vorliegenden Abhandlung beschriebenen Gesteine spreche ich der Direktion der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aus. Die Analysen wurden durch meine Kollegen I. FINÁLY und T. SZELÉNYI durchgeführt, zum Zeichen meiner Anerkennung erscheint dieser Aufsatz unter dem Namen unser drei. Auch Gesteine von verschiedenen anderen Fundorten der Hohen Tátra wurden analysiert, ihre Beschreibung folgt demnächst.

* Vorgetragen am 7. Dezember 1932. in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellschaft. Der I. Teil ist im Földt. Közl. LXII. Budapest erschienen.

Im folgenden werden die nachstehenden Gesteine kurz beschrieben: 1. Biotitmuskovitgranit, 2. Granitpegmatit, 3. Granitporphyr, 4. Granitplit, 5. Granitgneis, 6. Granatführende Biotitschiefer, 7. Biotitamphibolit.

1. Biotitmuskovitgranite.

Diese spielen im Aufbau des Massivs der Hohen Tatra die grösste Rolle. Im allgemeinen mittel- und grobkörnige Gesteine, die oft zur porphyrischen Ausbildung neigen. Sie sind selten frisch, die Gemengteile erlitten mehr oder minder vorgeschrittene physikalische und chemische Veränderungen.

Makroskopisch bestimmbare Komponenten sind: Alkalifeldspat (Orthoklas und Mikroklin), Plagioklas in 0.1—1.0 cm messenden Individuen und Quarz gewöhnlich in grösseren Kristallen. Die wesentlich kleineren Blätter des Biotits bilden Gruppen in gleichmässiger Verteilung. Der Muskovit erscheint bloss in ausserordentlich kleinen Schüppchen. Die Anordnung der Glimmer in parallelen Reihen verleiht manchen Graniten einen gneisartigen Charakter. Mehr oder minder tiefgreifende dynamometamorphe Umwandlungen lassen sich oft ebenfalls bereits mit unbewaffneten Augen feststellen. Die Verteilung der Minerale ist verschieden. Besonders das schwankende Verhältnis des Biotits ist für den äusseren Charakter, namentlich die dunklere oder hellere Farbe der Gesteine dieser Gruppe bestimmend.

Der *Orthoklas* tritt meist in schlecht ausgebildeten Kristallen auf und herrscht in den meisten Graniten über dem Plagioklas vor. Am reichlichsten enthalten ihn die in der Gegend des Felkaer Sees (westlich Kote 1678) und im Felkaer Tal um 1387 m gesammelten Gesteine. Es sind einfache Kristalle mit den Formen (010), (001), (201), (110), an Biotite und Plagioklasse meist in hypidiomorpher Ausbildung grenzend. Häufig sind Karlsbader-, selten Albitzwillinge zu beobachten. Am Rand einzelner grösserer Orthoklas-Individuen tritt mitunter auch ein Mikroklingitter auf, als Zeichen für den Na-Gehalt des Feldspatmoleküls. *Mikrolin* ist oft gitterfrei.

Albitlamellen und Perthitspindeln sind oft zu beobachten. Durch Pressung, entstandene Zwillingslamellierung mit oft ge-

bogenen, treppenförmigen Zwillingsleisten kommt in vielen Graniten vor.

Der Orthoklas ist selten frisch, seine Zersetzungsprodukte sind im allgemeinen Serizit und Kaolin, die hauptsächlich längs der Spalten und Sprünge auftreten, aber mitunter auch im Inneren der Kristalle sich anhäufen. Die Einschlüsse sind: Plagioklas, Apatit, Zirkon und Erz. Auch flüssige Einschlüsse mit Gaslibelle sind häufig.

Der *Plagioklas* zeigt bessere Formen. In einigen Graniten der Hohen Tatra (z. B. Hosszútó; Kote 1953) hält er dem Orthoklas das Gleichgewicht, im allgemeinen ist er aber untergeordneter. Seine weissen, selten gelblichbräunlichen Kristalle messen manchmal mehr als 1.5 cm. Häufig sind Albit-, selten Albit + Karlsbader- und Periklin-Zwillinge anzutreffen. Im Falle einer zonaren Ausbildung zeigt die Zusammensetzung der aufeinander folgenden Hüllen nur geringe Unterschiede. An den Rändern sind sie mitunter myrmekitisch. Auf Grund ihrer optischen Eigenschaften gehören sie in die Reihe der Oligoklase. Sie sind häufig kataklastisch. Ihre Zersetzungsprodukte sind: Serizit, Kaolin und in vielen Fällen sehr wenig Kalzit längs der feinen Spalten.

Der *Quarz* tritt in unregelmässigen, grau-violetten, 0.1--1.5 cm messenden Kristallen auf, an denen alle Grade der Kataklase anzutreffen sind. Mitunter lässt sich auch eine gebänderte oder parallel gestreifte Struktur beobachten. Verhältnismässig unversehrt ist er in den Graniten längs des Felkaer Sees, westlich Kote 1673 m, am auffälligsten zertrümmert in den gepressten Graniten im Umkreis der Kote 1104 m. Die Spalten des Gesteins sind oft durch sekundären Quarz ausgefüllt.

In den Quarzkristallen mehrerer Fundorte kommen auch *Rutil*nadeln vor, die in den stärker veränderten Graniten der Höhen im Umkreis der Kote 1678 m sich zu einem wahren Geflecht verfilzen.

Die Menge des *Biotits* ist ungemein schwankend. Einzelne Granitarten enthalten verhältnismässig wenig (Felkaer See; westlich Kote 1678), in anderen ist er reichlich vorhanden (Hosszútó; Kote 1953); eine noch grössere Rolle spielt er jedoch in den Graniten, die einen Übergang zu den Biotitschie-

fern bilden. Die Ränder seiner mitunter 1 cm erreichenden Kristalle sind oft ausgefranst, die Individuen selbst manchmal in der Form geflochtener Bänder zwischen die Feldspat- und Quarzkristalle hineingepresst. Die Protoklase ist häufig. Der frische Biotit ist schwärzlichbraun, mitunter wird er aber durch eisenoxydische Stoffe rötlich getönt (Felkaer Tal: Kote 1378). Tschermak'sche Zwillinge — mit 4—5 facher Rekurrenz — sind oft deutlich zu erkennen.

Pleochroismus sehr stark: n_g, n_m = tabakbraun, schwärzlichbraun n_p = strohgelb, grünlichgelb. Winkel der optischen Achsen klein: $< 20^\circ$. Als Einschlüsse sind *Apatit*, *Magnetit* und *Zirkon* im Biotit häufig.

Bei seiner Zersetzung entsteht *Chlorit* und *Epidot*, welcher letzterer längs der Spaltungslinien des Biotits Schnüre bildet. *Rutil*-Netzwerke (Sagenit) und seltener *Zoisit* β und *Titanit* kommen in ihnen gleichfalls vor. Er ist mitunter in abwechselnden Lamellen gebleicht.

In der Regel ist die Rolle des mit dem Biotit vergesellschafteten *Muskovits* wesentlich bescheidener, auch seine Blättchen sind kleiner. Er ist im allgemeinen gebändert, sehr häufig zerklüftet. Er ist oft mit Biotit parallel verwachsen, oder tritt mit Biotitindividuen umgrenzt auf, die beiden sind demnach Produkte gleichzeitiger Ausscheidung. Nach dem Quarz ist er stets der frischeste Gemengteil.

Der *Epidot* tritt in der Tátragegraniten — nach meiner Beobachtungen — im zweierlei Gestalt auf: 1. In kleinen, aber idiomorphisometrischen Kristallen oder Gruppen, oft als Einschlüsse in den Biotitindividuen oder Plagioklasen. 2. Sodann als sekundäres Mineral auf Klüften und Adern in den gepressteren, manchmal metamorphosierten Gesteinen.

Der *Apatit* ist überall (mit Ausnahme des Quarzes) ein häufiger Einschluss, besonders in den Biotiten der Granite im Umkreis der Kote 1387 des Felkaer Tales kommt er oft in 0.1—4 mm messenden Kristallen vor. Der *Zirkon* erscheint in kleineren isodiametrischen Körnern, besonders in den Biotiten, manchmal mit einem pleochroitischen Hof. *Magnetit* sporadisch und nur selten in grösseren Kristallen (0.1—1 mm) oder Gruppen (westlich von der Schlesischen Schutzhütte). Der *Ilmenit* tritt manchmal in gegitterten Kristallen mit einer *Leukoxen-*

hülle auf. Der Rutil ist ein häufiger Einschluss der Quarze und Biotite. *Fluorit* und kleine *Granatkörner* kommen hauptsächlich in den gröberkörnigen, pegmatitisch ausgebildeten Graniten vor.

Von den sekundären Gemengteilen füllen der *Chlorit* und der *Epidot* entweder Sprünge aus, oder sie bilden Krusten. Der Kalzit erscheint oft in mikroskopischen Partikelchen. Der *Serizit* siedelte sich im Inneren der Feldspate an.

Originalanalysen :

	1. <i>Granit</i> Felkaer Tal 1140 m.	2. <i>Granit</i> Felkaer Tal 1705 m.	3. <i>Granit</i> Felkaer Tal 1678 m.	4. <i>Granit</i> Felkaer Tal 1860 m.
Si O ₂ . . .	71·10 . . .	69·42 . . .	67·77 . . .	65·98 . . .
Ti O ₂ . . .	0·50 . . .	0·28 . . .	0·49 . . .	0·51 . . .
Al ₂ O ₃ . . .	12·57 . . .	14·58 . . .	18·25 . . .	15·50 . . .
Fe ₂ O ₃ . . .	2·96 . . .	0·59 . . .	1·27 . . .	1·49 . . .
Fe O . . .	1·58 . . .	1·29 . . .	1·52 . . .	1·69 . . .
Mn O . . .	0·03 . . .	0·02 . . .	0·03 . . .	0·06 . . .
Mg O . . .	0·08 . . .	0·49 . . .	0·12 . . .	0·55 . . .
Ca O . . .	2·65 . . .	1·93 . . .	2·43 . . .	3·71 . . .
K ₂ O . . .	2·66 . . .	3·23 . . .	1·99 . . .	3·85 . . .
Na ₂ O . . .	5·00 . . .	6·33 . . .	4·87 . . .	5·21 . . .
+ H ₂ O . . .	0·44 . . .	1·08 . . .	0·52 . . .	0·47 . . .
— H ₂ O . . .	0·12 . . .	0·12 . . .	0·13 . . .	0·13 . . .
C O ₂ . . .	0·16 . . .	0·14 . . .	0·08 . . .	0·14 . . .
P ₂ O ₅ . . .	0·17 . . .	0·14 . . .	0·23 . . .	0·32 . . .
	100·02	99·64	99·70	99·61

*

Die in einer Richtung orientierten Biotite verleihen einzelnen Graniten ein *gneisartiges* Aussehen. Die Kataklase erreichte zwar in diesen Gesteinen einen höheren Grad, wie in den bisher behandelten Graniten, immerhin bleiben sie hinsichtlich ihrer Umwandlung weit hinter den Granitgneisen zurück.

Der Quarz ist nicht nur zerklüftet, sondern senkrecht zur Richtung des Druckes auch gestreckt. Die Zwillinglamellen der Feldspate sind gebogen. Zwillinglamellierung infolge des Druckes ist eine allgemeine Erscheinung. Verhältnismässig am

unversehrtesten blieb in diesen Gesteinen der Plagioklas erhalten, der bloss an seinen Rändern deformiert ist. Myrmekitbildung ist hier bedeutend häufiger zu beobachten.

Die Komponenten sind von reichlichen sekundären Produkten, hauptsächlich Chlorit, Epidot und Serizit begleitet.

*

Die Gesteine mehrerer Fundorte erlitten neben der starken physikalischen Deformation auch noch eine hochgradige chemische Umbildung (umgewandelte Granite). Die Mineral-komponenten dürften ursprünglich auch bei den Gesteinen dieser Gruppe die gleichen gewesen sein, doch tritt in ihnen eine ganze Reihe der sekundären Gemengteile auf. Das charakteristischeste Merkmal dieser Gesteine ist, dass ihr Biotit niemals frisch, sondern durch sekundäre Produkte grünlich gefärbt ist. An Stelle des Biotits erscheinen hauptsächlich Chlorit, Epidot (Zoisit β), Rutil, Erz und Eisenhydroxyd. Von den Zersetzungsprodukten der Feldspate kommen Serizit, Kaolin, Ton und selten Kalzit vor. Anhäufungen von Epidotkörnchen treten mitunter auch im Inneren der Plagioklase auf. Titanitkörner und Sillimanitnadeln sind ziemlich häufig.

An der freien Oberfläche dieser Gesteine wird der Quarz durch die Verwitterung förmlich herauspräpariert, der dann auf den Abhängen hinunterrollend, in den Vertiefungen sich als Grus ansammelt. Der Epidot füllt auch Spalten aus und bildet häufig charakteristische, grünlichgelbe Krusten.

2. Granitpegmatite.

Das Granitmassiv der Hohen Tatra wird von Gängen durchdrungen. Von diesen sind die *Pegmatit*gänge mit grossen (1—6 cm) rosafarbenen *Orthoklasen* und ebenso grossen *Quarzen*, ferner kleineren *Biotit-Muskovit*gruppen die auffälligsten.

Der *Mikroklin* mit charakteristischem Zwillingsgitter ist ein häufiger Gemengteil. Schriftgranitische Alkalifeldspat-Quarz-Verwachsungen und Myrmekitbildungen sind oft anzutreffen. Der Plagioklas kommt meist nur als Einschluss im Orthoklas vor. Von den pneumatolytischen Mineralen treten Fluorit, und Turmalin in den Pegmatiten auf. Der Biotit ist oft hochgradig chloritisiert.

3. Granitporphyre.

Die Granite der Hohen Tatra neigen ziemlich oft zur *porphyrischen Ausbildung*. Sehr schöne Granitporphyre sind im Felkaer Tal, NW-lich von der Schlesiſchen Schutzhütte anzutreffen.

Das Grundgewebe der in diese Gruppe gehörigen Gesteine ist granitisch-körnig, mit 1—2 cm messenden porphyrischen Feldspatkristallen. Im Grundgewebe ist der Orthoklas mit dem Quarz *mikrogranitisch*, manchmal *poikilitisch* und *schriftgranitisch* verwachsen. Quarz und Biotit erscheinen in derselben Ausbildung, wie in den normalen Graniten. Von den akzessorischen Gemengteilen sind Zirkon, Apatit und sehr wenig Magnetit zu erwähnen. Der porphyrische Feldspat ist ein blass rosenfarbiger Orthoklas, der mitunter durch einen saueren Plagioklas umrahmt wird. Die Individuen sind meist nach (010) tafelförmig und bilden häufig Karlsbader Zwillinge.

4. Granitaplite.

Im Gangsystem des Granitmassivs der Hohen Tatra sind die typischen Granitaplite ziemlich selten (Kote 1104). Panidiomorph körnige, hell graulichweisse Gesteine, oft mit einem grünlichen Stich. Mineralkomponenten: *Orthoklas* (häufig *Mikroklin*), *Quarz*, wenig *Plagioklas*, der sich bei näherer Untersuchung als saurerer *Oligoklas* erweist und *Muskovit*. Neben diesen kommen auch noch *Zirkon*, *Apatit*, kleine *Rutilnadeln* und geringe Mengen von zersetztem (chloritisiertem) Biotit in diesen Gesteinen vor.

5. Granitgneise.

An Stellen, wo die Granitstöcke einen intensiveren Druck zu erleiden hatten, verwandelten sie sich mit allmählichen Übergängen in Gneise. In solchen Fällen wurden die mineralischen Gemengteile mechanisch deformiert, zerklüftet und ihre neue Anordnung wird durch eine ganze Reihe sekundärer Mineralien begleitet.

In der Randzone des Granitmassivs sind Granitgneise ohne Kataklyse anzutreffen, deren *Parallelstruktur*

mit einem rhythmischen Kristallisationsvorgang primären Charakters in Zusammenhang gebracht werden kann, bei welchem orientierte Druckwirkungen eine wichtige Rolle spielten (10).

Die Granitgneise sind grösstenteils graulichweisse oder grünlichgraue, meist grobschieferige, umgewandelte Gesteine. Mit unbewaffnetem Auge erkennbare Mineralien sind: Feldspat, Biotit, Quarz und wenig Muskovit. Krusten von Chlorit und Epidot sind häufig. Die granitische Struktur schimmert manchmal noch durch. Das Gefüge ist blastogranitisch. Einzelne biotitreiche Gneise sind lepidoblastisch, infolge der dicht geschichteten Anordnung des Biotits. Die porphyroblastische Struktur ist ziemlich selten, in diesen Gesteinen erreicht der Feldspat grössere Dimensionen. Das Gefüge ist im allgemeinen granitisch-schieferig, oft parallelschieferig. Manche Augengneise zeigen ein lentikulares Gefüge.

Der untergeordnete *Orthoklas* ist im allgemeinen xenoblastisch. Mikropegmatitische Verwachsung mit Albit ist häufig. *Mikroklin* und *Myrmekit* kommen oft vor. Der *Plagioklas* ist an den Rändern oft kataklastisch und mit langen, gebogenen Rutilnadeln erfüllt. Die Serizitisierung meldet sich hauptsächlich längs der Spaltungslinien. Durch weitere Umwandlung und Wechselwirkungen entstehen Epidot, Chlorit und Sillimanit. Der *Quarz* ist stets xenoblastisch und zeigt alle Stadien der mechanischen Deformation. Der *Biotit* ist selten frisch. Seine Kristalle bilden oft dicke Tafeln, die in der Richtung der Schieferung im allgemeinen gestreckt sind. In vielen Fällen ist er rissig, kataklastisch. Als Zersetzungsprodukt tritt am häufigsten Chlorit auf, der mitunter von Epidot-, Titanit- und Rutilausscheidungen begleitet wird. Der *Muskovit* bildet kleine Schuppen in damouritartiger Variation. Der *Zirkon* erscheint in brüchigen Körnern oder idiomorphischen Kriställchen mit sehr schönem pleochroitischem Hof. Der *Apatit* bildet hauptsächlich lange Nadeln. Der in kleinen Körnern auftretende *Magnetit* ist meistens von Eisenhydroxyd umrahmt. *Ilmenit* mit Leukoxenhülle und kleine *Hämatitlamellen* kommen ebenfalls vor.

Von den sekundären Mineralien begleiten *Serizit* und *Kaolin* die Feldspate, *Chlorit*, *Zoisit* β , *Rutilkristalle* und oft lebhaft grüne *Aktinolithnadeln* die Biotite.

*

Das Übergewicht des Biotits führt zur Entwicklung von *Biotitgneisen*. Diese sind grünlichbraune, stark gepresste, parallelschieferige Gesteine (Ewiger Regen). Struktur lepidoblastisch, Gefüge oft lentikulär, in welchem letzterem Fall die manchmal sogar 1 cm erreichenden Linsen durch Feldspat und Quarz gebildet werden. Einzelne Biotitgneise enthalten Granate und Sillimanit.

6. Granatführende Biotitschiefer.

Längst bekannte, charakteristische Gesteine des Felkaer Tales, die im Granit grosse, linsenförmige Einlagerungen bilden. Im Felkaer Tal kommen sie an mehreren Stellen vor, der schönste Fundort liegt jedenfalls längs der Granatenwand.

Vorherrschend aus *Biotit* und *Quarz* bestehende Gesteine, denen sich wenige, aber oft 1 cm erreichende *Granatkristalle* zugesellen. Der *Muskovit* und der *Feldspat* (sauerer Oligoklas) kommen in sehr untergeordneter Menge vor. Der Quarz erscheint oft in linsenförmige Nester zusammengedrängt. Von den akzessorischen Gemengteilen kommen *Magnetit*, *Zirkon* und *Apatit* vor. Die Struktur ist lepidoblastisch, die Schieferung umso ausgeprägter, je grösser der Gehalt an Biotit ist. In Querschnitten ist oft eine wellenförmig verlaufende Fältelung zu beobachten. Die Dimensionen der Granatporphyroblasten schwanken zwischen 0.1—1 cm, verstreut kommen auch grössere vor.

Von den sekundären Mineralien spielen der *Chlorit*, die *Epidotvarietäten*, der *Amphibol* und der *Sillimanit* eine wichtigere Rolle. Der Sillimanit durchdringt in bündelartigen Geflechten mit Umgehung der Quarze die sämtlichen Gemengteile. In den meisten Fällen geht er vom Muskovit aus.

7. Biotitamphibolite.

Die Biotitgneise und Biotitschiefer gehen mit zunehmender Menge des Amphibols in Biotitamphibolit und weiters

in biotitarmen Amphibolit über. Diese eigenartigen Gesteine treten in den peripherischen Teilen der Gneise auf.

Die *Feldspate* gehören im allgemeinen in die saurere *Andesin-* und *Oligoklas-Reihe* ($Ab_{70}-An_{30}-Ab_{62}-An_{28}$). Sie sind brüchig, oft mit poikilitischer Struktur. Der *Amphibol* ist eine braune Hornblende. $c \angle ng = 15-18^\circ$. Die breiten Blätter des *Biotits* wechseln sich oft in Reihen mit den Amphibolkristallen ab. Von den akzessorischen Gemengteilen kommen *Zirkon*, *Apatit* und *Magnetit* vor.

Mit den Amphiboliten der Hohen Tatra befasste sich St. JASKOLSKI⁸ eingehender, seiner Ansicht nach sind sie z. T. sedimentären, z. T. eruptiven Ursprungs.

Originalanalysen:

	5. <i>Granitaplit</i> Felkaer Tal 1330 m.	6. <i>Granitgneis</i> Ö-lich v. F. S. e 1705 m.	7. <i>Granat- führender Biotitschiefer</i> Granatenwand	8. <i>Biotitamphi- bolit</i> Granatenwand
Si O ₂ . . .	73·06 . . .	62·24 . . .	57·51 . . .	52·92
Ti O ₂ . . .	9·30 . . .	0·72 . . .	1·29 . . .	1·10
Al ₂ O ₃ . . .	12·56 . . .	18·65 . . .	19·18 . . .	24·09
Fe ₂ O ₃ . . .	0·78 . . .	1·67 . . .	0·96 . . .	2·44
Fe O . . .	1·04 . . .	5·96 . . .	7·63 . . .	6·99
Mn O . . .	0·02 . . .	0·03 . . .	0·07 . . .	0·52
Mg O . . .	0·04 . . .	0·25 . . .	2·41 . . .	2·56
Ca O . . .	0·43 . . .	0·89 . . .	1·63 . . .	0·80
K ₂ O . . .	6·58 . . .	2·84 . . .	4·25 . . .	1·94
Na ₂ O . . .	2·40 . . .	3·54 . . .	2·77 . . .	2·60
+ H ₂ O . . .	0·02 . . .	2·18 . . .	1·67 . . .	3·05
— H ₂ O . . .	0·93 . . .	0·22 . . .	0·11 . . .	0·01
C O ₂ . . .	0·23 . . .	0·07 . . .	0·41 . . .	0·48
P ₂ O ₅ . . .	Sp. . . .	0·24 . . .	0·03 . . .	0·01
	100·37	99·50	99·92	99·51

*

Die Umrechnungen bezüglich der hier mitgeteilten chemischen Analysen, sowie der Zusammensetzung von Gesteinen von anderen Fundorten der Tatra beabsichtige ich in einem folgenden Aufsatz zu veröffentlichen.

Mein Dank gebührt Herrn Prof. S. v. SZENTPÉTERY für seine Güte, mit der er mir die Apparate des Rockefeller-Fondes und die Prof. v. GÖRFFYSchen wertvollen Sammlung gelegentlich meiner Untersuchungen zur Verfügung stellte und für seine wertvollen Ratschläge, mit denen er mich unterstützte.

Ich ergreife auch diese Gelegenheit, um Herrn Prof. I. v. GYÖRFFY verbindlichst dafür zu danken, dass er mir das Studium des von ihm im Felkaer Tal gesammelten und dem Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität überlassenen wertvollen Gesteinsmaterials ermöglichte.

*

Mineralogisch - geologisches Institut der Universität, Szeged, 1932.

Literatur.

Die hier angeführten Werke erschöpfen bei weitem nicht die Literatur der Hohen Tatra.

1. 1894. *Szádeczky* Gyula: A Magas Tatra gránitja. (Der Granit der Hohen Tatra.) Földt. Közl. IV. Budapest, p. 103.

2. 1897—99. *Uhlig* V.: Géologie des Tatragebirges. I—III. Denkschr. d. math. naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. Wien; LXIV.

3. 1903. *Uhlig*, V.: Bau und Bild d. Karpathen. Wien.

4. 1907. *Uhlig*, V.: Über die Tektonik d. Karpathen. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. Wien.

5. 1909. *Sawicki*, Lubomir: Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien.

6. 1913. *Kreutz*, S.: Der Granat- und Sillimanitführende Biötitschiefer in der Tatra. Bull. intern. Acad. Soc. Cracowie.

7. 1914. *Morozevitz*, J.: Über die Tatragegranite. N. Jahrb. f. Min. Bull. Bd. 39.

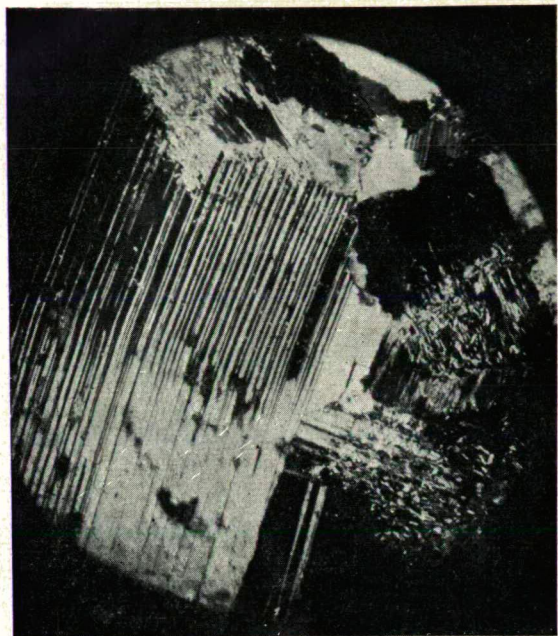
8. 1924. *Jaskolski*, S.: Les Amphibolites des Monts Tatra etc. Bull. intern. d'Acad. Polonaise d. Scienc. Cl. d. Scient. math. et nat. Cracowie.

9. 1925. *Tokarski*, I.: Granit z Koscieka Malego w Tatrach. „Kosmos“ Czasopismo Polsk. Towarz. Przyr. in Kopernik. R. L. R. J. I. Lwów.

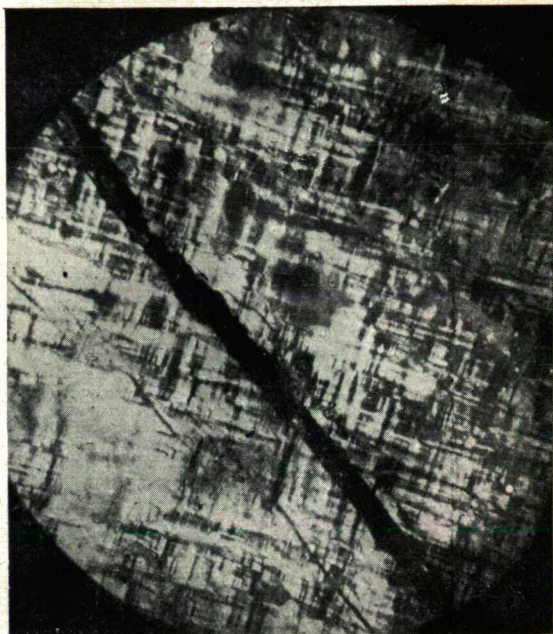
10. 1928. *Lengyel*, E.: Der genetische Zusammenhang zwischen den Graniten und Gneisen. Acta Litt. ac. Scient. R. Univ. Hung. Fr. J. Tom. I. f. 1. — Szeged.

11. 1932. *Lengyel*, E.: Beiträge zur petrochemischen Kenntnis der Granite der Hohen Tatra. Földt. Közl. LXII. Budapest.

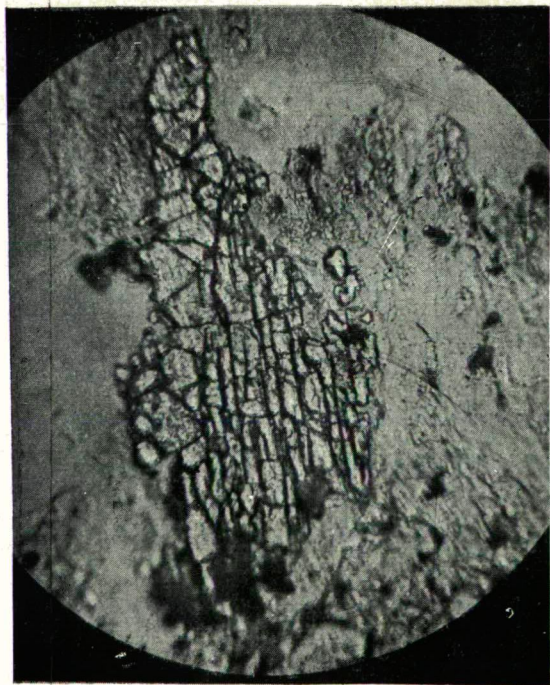
Lengyel: Beiträge zur Petrographie der Hohen Tatra: II. Die Gesteine des Felkaer Tales.
Adatok a Magas Tatra közettanához: II. A Felkai-völgy kőzetei.



1



2



3



4

Tafelerklärung. — Táblamagyarázat.

1. Durch Druck zustandegebrachte *Zwillingsbildung am Orthoklas*, mit verbogenen *Zwillingslamellen*. Orthoklasplagioklasgranit, Felka-Tal, Kote 1705. + Nic. 32 X.

1. *Nyomási ikerképződés* tünetménye orthoklason, elhajlott ikerlécsorozattal. Orthoklasplagioklasgránit. Felka-völgy, 1705 m. + Nic. 30 X.

2. *Mikroclin im Granitpegmatit*, Felka-Tal, NW-lich vom Felka-See. + Nic. 32 X.

2. *Mikroclin* Granitpegmatitban. Felka-völgy, a Felka-tótól ÉNy-ra. + Nic. 32 X.

3. *Zoisit* β . Längsschnitt (\perp np). Orth.-plag.-granit. Felka-Tal, W-lich von der Schlesischen Schutzhütte. // Nic. 40 X.

3. *Zoisit* β . Hosszmetszet (\perp np). Orthoklasplagioklasgránit. Felka-völgy, Sziléziai menedékháztól Ny-ra. // Nic. 40 X.

4. *Sillimanit-Garben* im granatführenden Biotitschiefer. Felka-Tal, Granatenwand. + Nic. 38 X.

4. *Sillimanit*-kékék gránátos biotitpalában. Felkai-völgy, gránátfal (Granatenwand). + Nic. 38 X.

Adatok a Magas Tátra közettanához.

II. rész: A Felkai-völgy kőzetei.*

(Kivonat)

Irta: vitéz LENGYEL ENDRE, FINÁLY ISTVÁN és SZELÉNYI TIBOR.

(Táblamelléklettel a kötet végén).

Tervbevett sorozatos Magas Tátra-i tanulmányútjaim alkalmával 1930. nyarán a Felkai-völgy közettani megismerését tűztem ki célul. KREUTZ^o már 1913-ban leírta a Felkai-völgy érdekes csillámpaláit s lengyel és cseh kutatók is több értekezésben érintik a szóbanforgó terület kőzetvilágát.

Jelen dolgozatomban szereplő elemzéseket FINÁLY és SZELÉNYI vegyész-mérnök kollegáim készítették, amiért ezúton is leghálásabb köszönetem fejezem ki a M. Kir. Földtani Intézet *Igazgatóságának* s az elemzőknek.

* Előadta a Magyarhoni Földt. Társulat 1932. dec. 7-iki szakülésén. Az első rész megjelent a Földtani Közöny LXII. kötetében.

A fizioграфияilag ismertetett kőzetek a következő csoportokba osztályozhatók: 1. *Biotitmuskovitgránit*. 2. *Gránitpegmatit*. 3. *Gránitporphyr*. 4. *Gránitaplit*. 5. *Gránitgneis*. 6. *Gránátos botitpala*. 7. *Biotitamphibolit*.

A Magas Tátra masszívumának alkotásában uralkodó szerepe a *gránitnak* van. Lényeges ásványalkatrészei közül túlsúlyban vannak a földpátok. Az *orthoklas* legtöbbször roszszul kifejlődött, elváltozott kristályokat alkot, gyakori préselési ikerlemezeséssel. A *plagioklas* általában jobbalakú s oligoklas-fajta. Fontos szerepet játszik a *mikroklín* is, mely csak a préseltebb gránitokban ikerrácsos. A kvarz szürkés-lilás szabálytalan szemcséin a kataklasis minden fokozata megtalálható. A *biotit* csaknem mindig foszlányos szélű. *Protoklasis* gyakori. Legtöbbször elváltozott. Chlorit, epidot néha pseudomorfósaként foglalja el a biotit helyét. Rendesen a biotithoz társuló *muskovit* szerepe lényegesen alárendeltebb. Szabadszemmel néha alig felismerhető. Járulékos alkatrészek közül *zirkon*, *apatit* és *magnetit* (néha leukoxenes *ilmenit*) ismerhető fel e kőzetekben. *Rutil* hosszú tűk alakjában jelenik meg a kvarzban és sagenitként biotitban. Durvább szemű gránitokban *gránát* s *fluorit* is előfordul.

A gránit helyenként *porphyros* kifejlődésre hajlamos. A porphyros alkatrész mindig földpát (főként orthoklas).

Pegmatit- és ritkán *aplit*-telérjáratok az egész Tátra-i gránittömszre jellemzők.

Ahol a gránittömszöket intenzívebb nyomóerő érte, fokozatos átmenettel gneissá alakultak át. Ilyen esetekben az ásványos alkatrészek deformáltak, töredezettek s új elrendezésüket a másodlagos ásványok egész sora kíséri. A gránitmasszívum szegélyzónájában azonban találunk kataklasis nélküli gránitgneisokat, melyeknek párhuzamos szerkezete elsődleges jellegű, az ásványalkatrészeknek ritmikusan ismétlődő kristályosodásával hozható kapcsolatba.¹⁰

A gneisok szerkezete gyakran *blastogránitos*, néha *lepidoblastos*, ritkán *lenticularis* szövettel. Az *orthoklas* rendszerint xenoblastos. *Mikroklín* és *myrmekit* igen gyakran előfordul. A *plagioklas* szélein sokszor kataklastos s nagymértékben elváltozott. Fajta szerint albit-oligoklas-sorú. A *quartz*

mechanikai deformáció minden stádiumát mutatja. A *biotit* a palásság irányában megnyúlt, gyakran nagymértékben chloritosodott. *Muskovit* apró pikkelyeket alkot damourit-szerű változatban. *Zirkon* pleochroos-udvarral gyakran jelenik meg.

Gránátos biotitpalák és amphibolitok a gneisok periferiális részében jelennek meg s a gránitban alkotnak kisebb-nagyobb lencseszerű betelepüléseket.

A biotitpalák uralkodólag biotitból és quarzból álló kőzetek, melyhez kevés, néha 1 cm-t is elérő gránátkristályok társulnak. Szerkezetük *lepidoblastos*. *Sillimanit* kéveszerű fonatokban a quarzkristályok megkerülésével valamennyi alkatrészen áthalad.

A biotitamphibolitok földpátja oligoklas és andesin sorú. Az amphibol: *barna amphibol*. $C \propto ng = 15-18^\circ$. A biotit mennyisége néha erősen lecsökken s amphibol veszi át az uralkodó szerepet.

Az amphibolitok egy része az elemzési adatok vizsgálati eredményeim szerint *üledékes eredetű*, amint e feltevést JASKOLSKY⁸ adatai is megerősítik.

Köszönettel adózom professzoromnak, dr. *Szentpétery Zsigmond* intézeti igazgató úrnak, ki az intézet *Rocketteller-alapból* beszerzett műszereit rendelkezésemre bocsátani szíves volt, megengedte, hogy a Prof. *Győrffy*-féle gyűjtést átvizsgálhassam s értékes tanácsaival is támogatott.

Hálás köszönetem fejezem ki ez alkalommal is dr. *Győrffy István* professzor úrnak, hogy értékes gyűjtéséből származó Felkai-völgyi kőzeteket is felhasználhattam vizsgálataim céljaira.

Egyetemi Ásvány- és Földtani Intézet.
Szeged, 1932. május hó.



Über die Neutralsalzwirkung bei der Hydrolyse des Essigsäureanhydrids.

Von Á. v. Kiss und E. A. Kocsis.

1. Einleitung.

Die Hydrolyse des Essigsäureanhydrids ist mehrfach der Gegenstand Untersuchungen gewesen.¹⁾ Dank dieser Arbeiten kann der Mechanismus der Reaktion und ihr Verhalten gegenüber verschiedener Stoffe als Katalysatoren, als aufgeklärt betrachtet werden. Die Neutralsalzwirkung betreffend sind aber die Versuchsdaten ziemlich mangelhaft. So haben wir es nicht überflüssig gehalten diese Frage etwas eingehender zu untersuchen. Damit wollten wir feststellen wie sich eine Reaktion von Nulltypus in konzentrierten Salzlösungen verhält. Von den Resultaten dieser Arbeit möchten wir in den Folgenden berichten.

2. Die experimentelle Einrichtung und die Messmethode.

Die Versuche wurden bei $25 \pm 0,02^\circ \text{C}$ in einem Jenaer Glaskolben von 300 cm^3 Inhalt ausgeführt. Zu der vorgewärmten Neutralsalzlösung wurde die entsprechende Menge Essigsäureanhydrid zugegossen und kräftig durchgeschüttelt. Die Proben wurden in entsprechenden Zeiten durch ein Heberrohr in einen mit 20 cm^3 gesättigten Anilinlösung beschickten Erlenmeyerkolben hineingelassen und nach Gewicht gewogen. Bei der Umrechnung auf cm^3 wurde die Dichte der Lösung berück-

¹⁾ Menshutkin und Wasiliew, Journ. Russ. Phys. Chem. Soc. 21 (1889) 192. van de Stadt. Zeitschr. phys. Chem. 31 (1899) 250. Lumiere und Barbieri, Bull. Soc. Chim. 35 (1906) 625. Benrath, Zeitschr. phys. Chem. 67 (1909) 501. Rivett und Sidwick, Journ. Chem. Soc. 97 (1910) 732. Dustan und Mussel, Chem. Soc. 101 (1911) 565. Orton und Jones, Journ. Chem. Soc. 101 (1912) 1708. Verkade, Dissertation, Delft, 1915. Rec. trav. chim. 35 (1916) 79. Szabó, Zeitschr. phys. Chem. 122 (1926) 405. Berger und Oliver, Rec. trav. chim. 46 (1927) 609. Skrabal, Monatsh. 43 (1927) 493. Caudri, Dissertation, Leiden, 1929. Rec. trav. chim. 49 (1930) 1.

sichtigt. Der Säuregehalt der Proben wurde mit 0,05 n Natronlauge, Phenolphthaleine als Indikator benützt, titriert. Diese Bestimmungsmethode des Essigsäureanhydrids giebt nach den Vorschriften von Menschutkin, Vasilieff und Treadwell²⁾ gute Resultate, wenn man immer frisch destilliertes Anilin benützt. Der eventuelle Laugen-bzw. Säurenverbrauch der Anilininlösung wurde bei jeder Versuchsreihe bestimmt und in Korrektion gebracht.

Alle benützten Stoffe waren p. a. Präparate von Merck und von Kahlbaum-Schering, die auf Reinheit untersucht und genügend rein gefunden bzw. entsprechender Weise gereinigt wurden. Zur Bereitung der Reaktionslösungen wurde aus Jenaer Glasgefäss überdestilliertes Wasser benützt.

3. Der Mechanismus der Reaktion und die Berechnung.

Die Hydrolyse des Essigsäureanhydrids geht nach Benrath,³⁾ Dustan und Mussel,⁴⁾ der Stöchiometrischen Gleichung gemäss



vor sich. Bedeuten a und b die mol. Anfangskonzentrationen des Anhydrids und des Wassers und x die bis zur Zeit t hydrolysierte Anhydridmenge, so besteht die Gleichung:

$$dx/dt = k_2(a - x)b \text{ oder integriert: } k_2 = \frac{1}{bt} \ln \frac{a}{a - x} \quad . \quad 1.$$

Da während der Reaktion die Konzentration des Wassers konstant bleibt, so wird oft $k_2b = k_1$ gesetzt, d. h. die Geschwindigkeitskonstante wird monomolekular berechnet. Diesen Weg haben wir auch befolgt. Da aber bei den, im konzentrierten Salzlösungen ausgeführten Versuchen die Konzentration des Wassers verschieden ausfällt, so haben wir um vergleichbare Werte zu haben die Konstanten auch bimolekular berechnet.

Die Versuchsdaten der früheren Forscher weichen etwas voneinander ab, Bei Rivett und Sidwick⁵⁾ ist $k_1 = 0,1638$, bei Verkade⁶⁾ ist $k_1 = 0,1594$, bei Caudri⁷⁾ ist $k_1 = 0,156$. So haben

²⁾ Treadwell. Quant. Analyse, 9. Aufl. 921. 504.

³⁾ Benrath. Zeitschr. phys. Chem. 67 (1909) 501.

⁴⁾ Dustan und Mussel, Journ. Chem. Soc. 99 (1911) 565.

⁵⁾ Rivett und Sidwick. Journ. Chem. Soc. 97 (1910) 732.

⁶⁾ Verkade, Diss. Delft, 1915.

⁷⁾ Caudri, diss. Leiden, 1929. Rec. trav. chim. 49 (1930) 1.

wir vor der definitiven Arbeit einige Versuche in reinem Wasser ausgeführt. In der Tabelle 1 sind zwei in verschiede-

Tabelle 1.

t Min.	a - x	k ₁	t Min.	a - x	k ₁
—	0,0706	—	—	0,0558	—
0	584	—	0	436	—
1	500	0,156	1	372	0,159
2	423	0,161	2	317	0,160
3	358	0,163	3	270	0,160
4	309	0,159	5	193	0,163
6	226	0,158	8	124	0,157
Mittel: 0,1594			Mittel: 0,1598		

nen Zeiten ausgeführte Versuche wiedergegeben. Die von uns gewonnenen Daten stimmen miteinander und mit den Versuchsdaten von Verkade und Rice gut überein. Weichen aber ziemlich stark von dem von Skrabal⁸⁾ angegebenen Werte

Tabelle 2.

t Min.	a - x	k ₁	t Min.	a - x	k ₁
0,5 mol. LiCl			4,0 mol. NaCl.		
—	0,0547	—	—	0,0647	—
0	547	—	0	592	—
1	469	0,154	1	563	0,502
3	342	0,157	3	509	0,504
5	237	0,159	7	417	0,501
8	155	0,158	14	293	0,503
Mittel: 0,1570			26	161	0,501
			Mittel: 0,5022		
3,0 mol. KCl.			1,0 mol. KBr.		
—	0,0716	—	—	0,0537	—
0	636	—	0	447	—
1	595	0,0667	1	401	0,109
3	520	0,0672	2	356	0,114
7	397	0,0674	4	292	0,107
13	266	0,0671	7	211	0,107
21	155	0,0673	12	118	0,111
Mittel: 0,06714			Mittel: 0,1096		

⁸⁾ Skrabal, Montash. 43 (1923) 493.

Tabelle 2 (Fortsetzung).

2,5 mol. MgCl_2			1,0 mol. BaCl_2		
—	0,0531	—	—	0,0532	—
0	523	—	0	418	—
1	478	0,0900	1	366	0,133
4	365	0,0899	3	279	0,135
8	254	0,0903	6	180	0,141
15	136	0,0898	10	107	0,136
25	56	0,0894	16	49	0,134
Mittel: 0,08988			Mittel: 0,1358		
1,0 mol. LiNO_3			5,0 mol. NaNO_3		
—	0,0586	—	—	0,0593	—
0	448	—	0	533	—
1	393	0,131	2	449	0,0380
2	345	0,131	5	442	0,0375
4	263	0,133	10	366	0,0376
7	175	0,134	18	272	0,0374
12	91	0,133	30	171	0,0379
Mittel: 0,1324			Mittel: 0,03768		
1,0 mol. Li_2SO_4			3,0 mol. KNO_3		
—	0,0630	—	—	0,0657	—
0	406	—	0	579	—
1	306	0,283	3	475	0,0662
2	231	0,282	7	364	0,0663
3	179	0,273	13	346	0,0659
5	96	0,289	21	144	0,0663
8	45	0,275	Mittel: 0,06617		
Mittel: 0,2804					

$k_1 = 0,190$ ab.

Um Raum zu sparen werden von den in Neutralsalzlösungen ausgeführten Versuchen in extenso nur einige wiedergegeben (Tabelle 2). Wie ersichtlich ändern die benützten Neutral-

Tabelle 2 (Fortsetzung).

0,5 mol. $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$			1,5 mol. Na_2SO_4		
—	0,0449	—	—	0,0726	—
0	376	—	0	501	—
1	322	0,131	1	381	0,274
2	279	0,137	2	287	0,279
4	214	0,135	4	168	0,273
7	147	0,131	6	94	0,279
12	76	0,131		Mittel :	0,2762
	Mittel :	0,1330			
0,5 mol. K_2SO_4			0,5 mol. MgSO_4		
—	0,0575	—	—	0,0524	—
0	403	—	0	405	—
1	330	0,200	1	324	0,223
2	268	0,204	2	260	0,222
4	181	0,200	4	171	0,216
7	99	0,201	7	91	0,213
12	32	0,192	12	31	0,223
	Mittel :	0,1996		Mittel :	0,2194
0,5 mol. NaClO_3			3,0 mol. KJ		
—	0,0551	—	—	0,0519	—
0	452	—	0	448	—
1	395	0,135	2	414	0,0395
2	348	0,131	5	369	0,0388
3	301	0,136	8	326	0,0398
5	235	0,131	14	265	0,0375
8	155	0,134	21	202	0,0379
	Mittel :	0,1334		Mittel :	0,03855
0,1 mol. HNO_3			2,9 mol. $\text{KNO}_3 + 0,1$ mol. HNO_3		
—	0,0586	—	—	0,0550	—
0	483	—	0	437	—
1	426	0,126	1	392	0,109
2	375	0,127	3	318	0,106
3	328	0,129	6	233	0,105
5	255	0,128	10	155	0,104
7	200	0,126	16	78	0,108
	Mittel :	0,1272		Mittel :	0,1064

Tabelle 2 (Fortsetzung).

0,05 mol. H_2SO_4			1,45 mol. $\text{Na}_2\text{SO}_4 + 0,05 \text{ mol. } \text{H}_2\text{SO}_4$		
—	0,0537	—	—	0,0545	—
0	389	—	0	416	—
1	325	0,180	1	308	0,301
2	269	0,185	2	230	0,297
3	223	0,186	3	162	0,314
5	159	0,179	4	118	0,315
7	110	0,181	6	67	0,304
Mittel : 0,1822			Mittel : 0,3103		
0,1 mol. HCl			3,9 mol. $\text{NaCl} + 0,1 \text{ mol. } \text{HCl}$		
—	0,0538	—	—	0,0554	—
0	380	—	0	400	—
1	313	0,193	1	347	0,142
2	260	0,190	3	249	0,158
3	214	0,192	6	163	0,150
5	141	0,198	10	89	0,150
8	80	0,195	16	40	0,144
Mittel : 0,1938			Mittel : 0,1488		
0,1 mol. $\text{HCl} + 1,9 \text{ mol. } \text{LiCl}$					
—	0,0525	—			
0	404	—			
1	324	0,221			
2	257	0,226			
4	164	0,225			
7	085	0,223			
10	045	0,220			
Mittel : 0,223					

salze nicht den Mechanismus der Reaktion. So ist diese Reaktion geeignet zur Untersuchung der Neutralsalzwirkung.

4. Die Neutralsalzwirkung.

Um den Einfluss der Neutralsalze an die Geschwindigkeit der besprochenen Reaktion zu zeigen, wurden in verschiedenen konzentrierten Lösungen einiger Neutralsalze Versuche ausgeführt. Dabei wurden Neutralsalze von verschiedenem Typus ausgesucht und mit der Konzentration derselben wurde so hoch als möglich hinaufgegangen. Da nach den Untersuchungen der

Tabelle 3.

Lösungsm.	k_1	b	k_2	f_b	k_2/f_b
H ₂ O	0,160	55,2	0,00290	1,000	0,00290
0,5 mol. LiCl	0,157	55,1	285	0,986	289
1,0 "	150	54,5	275	968	284
2,0 "	129	53,2	243	916	265
3,0 "	0977	51,9	188	858	219
4,0 "	0806	50,5	160	791	202
5,0 "	0605	49,2	123	689	176
0,5 mol. NaCl	0,147	55,1	0,00267	0,984	0,00271
0,75 "	140	54,8	265	975	263
1,0 "	132	54,5	241	967	249
2,0 "	101	53,3	189	931	203
3,0 "	0746	52,0	145	888	163
4,0 "	0502	50,9	0986	837	118
5,0 "	0354	49,4	0617	782	0917
0,5 mol. KCl	0,145	54,8	0,00265	0,984	0,00270
1,0 "	126	53,9	234	968	243
2,0 "	0912	52,2	175	932	189
3,0 "	0671	50,5	133	896	143
0,5 mol. KJ	0,133	54,9	0,00242	0,987	0,00245
1,0 "	101	53,9	187	971	193
2,0 "	0577	51,8	111	934	118
3,0 "	0385	49,0	0765	888	0862
4,0 "	0240	44,8	0535	837	0640
5,0 "	0154	42,0	0342	778	0440
0,5 mol. LiNO ₃	0,153	54,9	0,00279	0,983	0,00284
1,0 "	132	53,9	245	959	256
2,0 "	105	51,7	203	919	221
3,0 "	0808	49,7	163	867	188
4,0 "	0659	47,5	139	803	173
5,0 "	0524	44,6	115	740	155
0,5 mol. NaNO ₃	0,135	54,8	0,00247	0,983	0,00251
1,0 "	115	53,9	213	966	221
2,0 "	0873	52,3	167	933	179
3,0 "	0656	50,3	131	900	146
4,0 "	0485	48,3	100	850	118
5,0 "	0377	46,2	0816	833	0980

Tabelle 3 (Fortsetzung).

0,5 mol. KNO_3	0,134	54,5	0,00246	0,985	0,00250
1,0 " "	116	53,6	216	973	222
2,0 " "	0876	52,1	168	943	178
3,0 " "	0662	49,7	133	914	146

erwähnten Forscher der Absolutwert der Geschwindigkeitskonstanten von der Anfangskonzentration des Anhydrids etwas abhängt, so wurden alle Versuche praktisch bei gleicher Anhydridkonzentration ausgeführt. Die Versuchsdaten wurden in den Tabellen 3—5 zusammengestellt.

Tabelle 4.

Lösungsm.	k_1	b	k_2
0,5 mol. KBr	0,133	54,5	0,00244
1,0 " "	110	53,6	205
2,0 " "	0774	51,4	151
3,0 " "	0464	49,2	0943
4,0 " "	0298	47,3	0630
0,25 mol. MgCl_2	0,147	55,2	0,00266
0,5 " "	138	55,1	251
1,0 " "	125	54,5	229
1,5 " "	112	53,9	208
2,0 " "	0987	53,1	186
2,5 " "	0899	52,5	171
0,25 mol. $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$	0,148	54,8	0,00270
0,5 " "	133	53,9	247
1,0 " "	115	52,2	220
1,5 " "	0945	50,5	187
2,0 " "	0752	48,9	154
2,5 " "	0614	47,0	131
0,20 mol. Li_2SO_4	0,213	55,3	0,00385
0,5 " "	236	55,0	429
1,0 " "	280	54,3	515
1,5 " "	320	53,6	599
0,05 mol. Na_2SO_4	0,174	55,1	0,00316
0,25 " "	204	55,1	370
0,38 " "	212	55,0	386
0,50 " "	221	55,0	402
1,0 " "	247	54,9	450
1,0 " "	276	53,4	517

Tabelle 4 (Fortsetzung).

0,05 mol. K_2SO_4	0,163	55,1	0,00296
0,25 "	193	55,0	358
0,50 "	200	54,9	364
0,25 mol. $MgSO_4$	0,172	55,4	0,00311
0,50 "	219	55,3	396
0,75 "	243	55,2	440
1,0 "	273	55,0	496
1,25 "	243	54,9	443
1,50 "	171	54,8	312
0,5 mol. $NaClO_3$	0,133	54,6	0,00243
1,0 "	118	53,6	220
2,0 "	0861	51,4	167
3,0 "	0576	49,1	117

Wie ersichtlich wird die Hydrolyse von Nitraten, Chloriden, Bromiden, Jodiden und Chloraten verlangsamt, von Sulfaten beschleunigt (Siehe die k_2 -Werte der Tabellen 3—5.). Diese verlangsamende bzw. beschleunigende Wirkung hängt von dem Salztypus bzw. von der Salzkonzentration stark ab.

Tabelle 5.

Lösungsm.	k_1	b	k_2
0,05 H_2SO_4	0,182	55,2	0,00330
0,05 H_2SO_4 + 0,2 Na_2SO_4	0,216	55,1	392
" + 0,45 "	230	55,0	418
" + 0,95 "	260	54,9	474
" + 1,45 "	310	53,4	581
0,05 H_2SO_4 + 0,2 $MgSO_4$	0,200	55,4	0,00361
" + 0,45 "	218	55,3	394
" + 0,70 "	260	55,2	471
" + 0,95 "	264	55,0	480
" + 1,20 "	290	54,9	545
" + 1,45 "	328	54,8	599
0,1 HCl	0,194	55,2	0,00351
0,1 HCl + 0,4 NaCl	0,200	55,2	0,00363
" + 0,9 "	203	54,5	373
" + 1,9 "	178	53,3	334
" + 2,9 "	163	52,0	313
" + 3,0 "	149	50,9	293

Tabelle 5 (Fortsetzung).

0,1 HCl + 0,4 LiCl	0,187	55,1	0,00339
„ + 0,9 „	198	54,5	363
„ + 1,9 „	223	53,2	419
„ + 2,9 „	265	51,9	511
„ + 3,9 „	317	50,5	594
0,1 HNO ₃	0,127	55,2	0,00230
0,1 HNO ₃ + 0,4 KNO ₃	0,174	54,8	0,00318
„ + 0,9 „	162	53,9	301
„ + 1,9 „	130	52,3	249
„ + 2,9 „	107	50,3	213

Wenn die \log_2 -Werte als Ordinaten und die dazugehörigen mol. Salzkonzentrationen als Abszissen aufgetragen werden (Siehe Fig. 2 und 3), bekommt man Kurven mit sehr verschiedenem Verlauf. Dieser Umstand lässt vermuten, dass die Neutralsalzwirkung von mehreren Faktoren hervorgerufen wird. Diese Komponenten der Neutralsalzwirkung auseinanderzuholen ist unsere weitere Aufgabe.

5. Die Komponenten der Neutralsalzwirkung.

Die Brönstedsche⁹⁾ Aufspaltung der Geschwindigkeitskonstante

$$k = h_r h_m f_a f_b / f_{ab} = h_r h_m F \dots \dots \dots 2.$$

gibt die Wege an, wie die Faktoren der Neutralsalzwirkung auseinandergeholt werden können. Hier ist k die übliche Geschwindigkeitskonstante, h_r charakterisiert die Reaktion, h_m das Medium. f_a und f_b bzw. f_{ab} sind die Aktivitätskoeffizienten der Ausgangsstoffe bzw. des kritischen komplexes. Wird von den Neutralsalzen h geändert, so spricht man von der Mediumwirkung. Die Änderung von F wird als die primäre kinetische Salzwirkung angesehen. Die sekundäre kinetische Salzwirkung und die Katalyse fallen ausserhalb der Rahmen dieser Gleichung. Zur Anwendung der Gleichung 2 ist vor Allem nötig, dass wir über die geschwindigkeitsbestimmenden Faktoren der untersuchten Reaktion orientiert seien.

Bei dieser Reaktion wird laut der in verdünnten Lösun-

⁹⁾ Brönsted, Zeitschr. phys. Chem. 115 (1925) 337.

gen gewonnenen Versuchsdaten¹⁰ eine Katalyse bestehen, hervorgerufen durch die Kationen und Anionen der benutzten Neutralsalze. Diese Wirkung ist in konzentrierten Salzlösungen zahlmässig nicht bekannt und kann aus später erwehnenden Gründen experimentell schwerlich festgestellt werden.

Bei den hydrolytischen Vorgängen, so auch bei dieser Reaktion ist die Geschwindigkeitskonstante ein Aggregat von der Form¹¹⁾

$$k = \frac{w}{z} k_a + z k_s + k_w \quad 3.$$

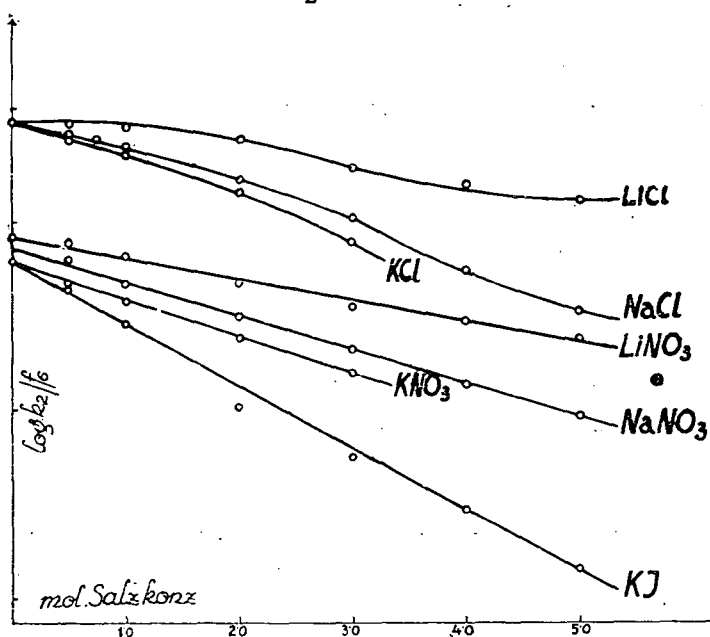


Fig. 1

Hier ist $w = 10^{-14}$ der Ionenprodukt des Wassers, z die Wasserstoffionenkonzentration, k_a die alkalische, k_s die Saure- und k_w die Wasserverseifungskonstante. So hat man es bei der Untersuchung der Neutralsalzwirkung mit drei, der Gleichung 2 analogen Formeln zu tun. Bei der Hydrolyse des Essigsäureanhydrides sind die Verhältnisse laut Skrabals¹²⁾ Versuchsdaten

¹⁰⁾ Kilpatrik, Journ. Amer. Chem. Soc. 50 (1930) 2891.

¹¹⁾ Skrabal, Montash. 43 (1927) 322.

¹²⁾ Skrabal, Monatsch. 43 (1927) 322.

mindestens in verdünnten Lösungen einfacher. Bei 25° C sind nämlich $k_s = 0,19$, $k_b = 4,4 \cdot 10^6$, $k_w = 0,19$ und das Verseifungsminimum liegt bei $P_h = 3,5$. So sind z. 0,39 und w/z $4,4 \cdot 10^6$ in neutralen Lösungen klein gegenüber 0,19. D. h. in solchen Fällen ist die Hydrolyse eine reine Wasserverseifung. In konzentrierten Salzlösungen werden die Verhältnisse wegen der sekundären kinetischen Salzwirkung etwas verwickelter.

Durch die sekundäre kinetische Salzwirkung wird die Konzentration des Anhydrids durch die Entstehung von reaktionsfähigen bzw. reaktionsträgen Komplexen kaum geändert. Durch die sekundäre kinetische Salzwirkung wird aber die Wasserstoffionenkonzentration des Lösungsmittels geändert. Als Folge dieser Wirkung kann, wenn das Verseifungsminimum überschritten wird, zum Vorschein kommen, die Säuren- oder die Basenverseifung.

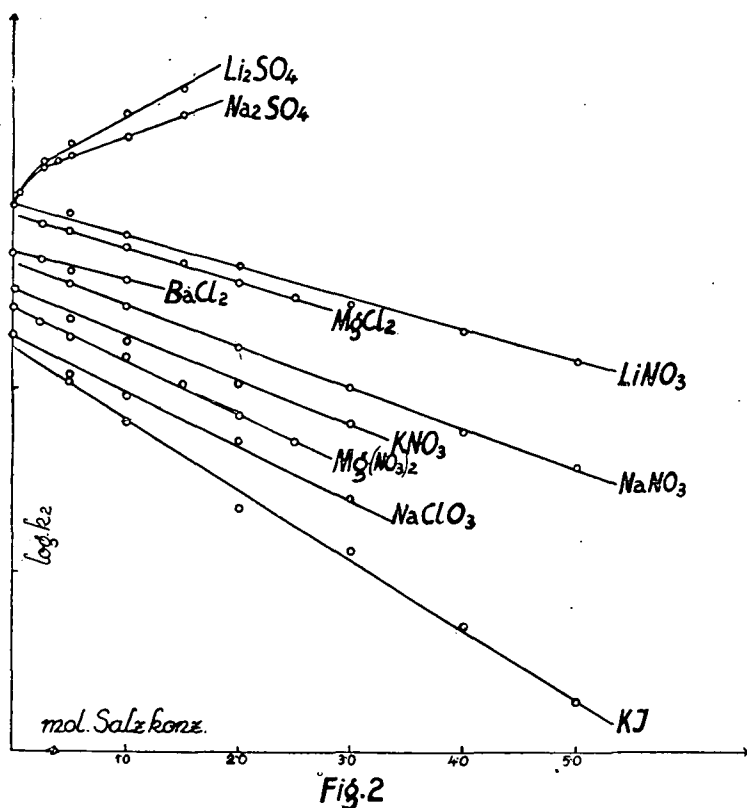
Da die Brönstedsche Gleichung 2 an die reine Wasserverseifung angewendet wurde, so müssen die in konzentrierten Salzlösungen gewonnenen Geschwindigkeitskonstanten von diesen Wirkungen befreit werden. Dazu ist es aber nötig, dass k_s und k_b in den, als Lösungsmittel benützten Neutralsalzen bestimmt werden.¹³⁾ Dies ist eine langwierige und umständliche Arbeit, deren Wege erst geebnet werden müssen. Wenn dies gelingen wird, werden wir an diese Frage zurückkommen. Diesmal wollen wir versuchen, inwieweit nach Vernachlässigung der sekundären kinetischen Salzwirkung und Katalyse die Gesetze der Mediumwirkung festgestellt werden können.

Da h_r und h_m einstweilen separiert nicht bestimmt werden können, so werden wir versuchen die Änderung von h_m bezogen an reines Wasser als Lösungsmittel, zu verfolgen. Dazu ist es nötig, dass die primäre kinetische Salzwirkung eliminiert wird. Dazu sind die Aktivitätskoeffizienten der Reaktionskomponenten bzw. des kritischen Komplexes in den als Lösungsmitteln benützten Neutralsalzen nötig.

Die Aktivitätskoeffizienten des Wassers (f_b) sind aus Tensionsmessungen bekannt. Die Aktivitätskoeffizienten des An-

¹³⁾ Die für verdünnte wässrige Lösungen gültigen k_s und k_b Werte können, wegen den unbekannten kinetischen Salzwirkungen bzw. Mediumwirkungen der Basen- und Säurenverseifung nicht verwertet werden.

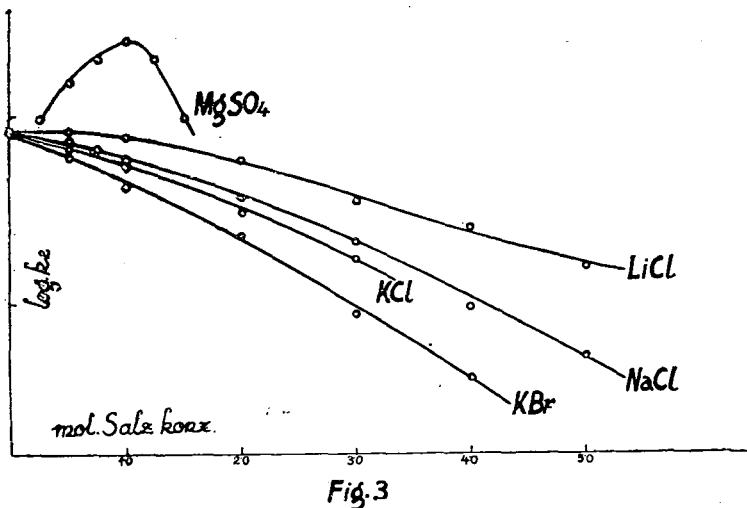
hydrids (f_i) stehen uns nicht zur Verfügung. Die Aktivitätskoeffizienten des kritischen Komplexes (f_{ab}) können experimentell nicht bestimmt werden. Angenommen, dass f_a/f_{ab} von Einz nicht sehr verschieden sein wird, eine mit gewisser Annäherung richtige Annahme, so können die Geschwindigkeitskonstanten k_2 durch Division mit f_b von dem Einflusse des F-Faktors befreit werden.¹⁴ Diese Daten findet man unter k_2/f_b in der Tabelle 3 zusammengestellt.¹⁵)



¹⁴) Die benützten f_a -Werte haben wir aus den Versuchsdaten von Paerce und Nelson, Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 3544. bzw. Landolt-Börnstein-Roth. Phys. Chem. Tab. 5. Aufl. 2. 1383. berechnet bzw. graphisch ermittelt. Da diesen Operationen gewisse Fehler anhaften, so schwanken die k_2'/f_b -Werte stärker, als die k_2 -Werte. Dies zeigt der Vergleich der entsprechenden Kurven der Figuren 1 bzw. 2—3.

¹⁵) Bei den übrigen Salzen konnten diese Berechnungen nicht durchgeführt werden, weil uns die entsprechenden Tensionsdaten nicht zur Verfügung standen.

Wenn die $\log k_2/f_b$ -Werte gegen die mol. Salzkonzentrationen aufgetragen werden (Siehe Fig. 1.), so bekommt man bei LiNO_3 , NaNO_3 und KJ Geraden mit verschiedener Neigung, die aus einem gemeinsamen Anfangspunkte (k_2 für reines Wasser) herausgehen. Bei LiCl , NaCl und KCl haben die Kurven eine schwache Krümmung. Werden bei den erwähnten Salzen anstatt $\log k_2/f_b$ die $\log k_2$ -Werte gegen die mol. Salzkonzentrationen aufgetragen, so bekommt man Kurven die den gleichen Verlauf zeigen (Siehe Fig. 2. und 3.). Bei Salzen, bei welchen ein linearer Zusammenhang gefunden wurde, ist nur die Neigung der Geraden verschieden. Demzufolge kann man bei Sal-



zen, bei welchen die k_2/f_b -Werte nicht berechnet werden konnten auch die k_2 -Werte zur Untersuchung der Mediumwirkung verwenden.

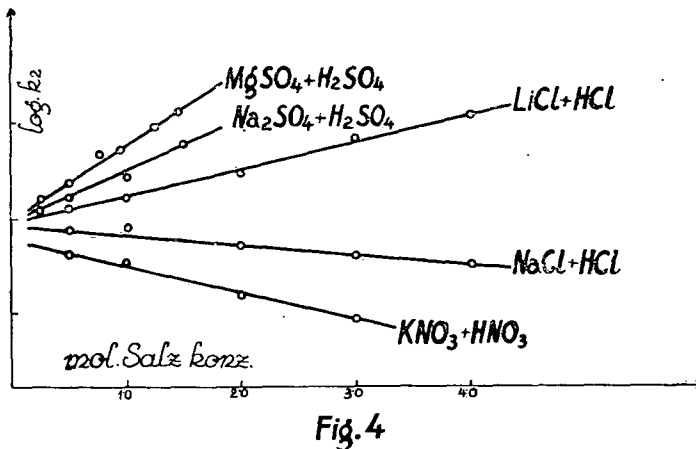
Wenn die $\log k_2$ -Werte gegen die mol. Salzkonzentrationen aufgetragen werden (Siehe die Fig. 2. und 3.)¹⁶⁾ bekommt man bei LiNO_3 , NaNO_3 , KNO_3 , NaClO_3 , $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$, MgCl_2 , BaCl_2 , KI , Li_2SO_4 und Na_2SO_4 Geraden mit verschiedener Neigung, die — Li_2SO_4 und Na_2SO_4 ausgenommen — aus einem gemeinsamen Anfangspunkte herausgehen. Bei KCl und KBr

¹⁶⁾ Um das gegenseitige Schneiden der Kurven zu vermeiden wurden in einigen Fällen die $\log k_2$ -Werte längs der Ordinatenaxe verschoben.

sind die Kurven nur ganz schwach, bei NaCl und LiCl etwas stärker, gekrümmt. Bei MgSO_4 hat die Kurve bei 1,5 mol. Salzkonzentration ein Maximum (Siehe Fig. 3.).

Da es laut den früher besprochenen Versuchsergebnissen sehr unwahrscheinlich ist, dass die reine Mediumwirkung bei den einzelnen Salzen so ein verschiedenes Bild zeigen wird, so werden die k_2 -Werte bei den Salzen NaCl, LiCl, KCl, KBr und MgSO_4 infolge der sekundären kinetischen Salzwirkung entstellt sein. Diese Wirkungen können aber aus obenerwähnten Gründen einstweilen nicht eliminiert werden. So kann es auch nicht festgestellt werden, wie ihre Mediumwirkung ist.

Um zu sehen wie stark bei den einzelnen Salzen die sekundäre kinetische Salzwirkung stört, haben wir die früheren



Versuche bei NaCl, LiCl, KNO_3 , Na_2SO_4 und MgSO_4 in Gegenwart von starken Säuren wiederholt. Dadurch haben wir mindestens die Wasserstoffionenkonzentration praktisch konstant gehalten. Die katalytische Wirkung der Wasserstoffionen bleibt aber noch eine Funktion der Salzkonzentration. Wenn die $\log k_2$ -Werte gegen die Salzkonzentrationen aufgetragen werden, bekommt man bei allen fünf Salzen einen linearen Zusammenhang (Siehe Fig. 4.).¹⁷ Ein Zeichen dafür, dass die durch die sekundäre kinetische Salzwirkung verursachten P_h -Ände-

¹⁷) Der Anfangspunkt der Geraden ist verschieden wegen der verschiedenen katalytischen Wirkung der benützten Säuren.

rungen der Lösungsmittel die Abweichungen von dem linearen Zusammenhang verursacht haben. So ist es wahrscheinlich, dass die reine Mediumwirkung ein einfaches Gesetz folgen wird, d. h. der Logarithmus der Geschwindigkeitskonstante wird sich mit der Salzkonzentration linear ändern. Dies zu bekräftigen sind Versuche im Gange.

Zusammenfassung.

Es wird die Geschwindigkeit der Hydrolyse des Essigsäureanhydrids bei 25° C in verschiedenen konzentrierten Lösungen der Neutralsalze LiCl, NaCl, KCl, MgCl₂, BaCl₂, LiNO₃, NaNO₃, KNO₃, Mg(NO₃)₂, KBr, KJ, NaClO₃, Li₂SO₄, Na₂SO₄, K₂SO₄ und MgSO₄ gemessen.

An Hand dieses Versuchsmaterials werden die Komponenten der Neutralsalzwirkung besprochen und ihre Auseinanderholung versucht.

Es wird darauf hingewiesen, dass die reine Mediumwirkung ein einfaches Gesetz folgen wird, d. h. der Logarithmus der Geschwindigkeitskonstante wird sich mit der Salzkonzentration linear ändern.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Auch an dieser Stelle möchten wir dem Rockefellerfonds für die Unterstützung dieser Arbeit bestens danken.

Szeged (Ungarn) 2. Chemisches Institut der Universität.
Mai 1933.

Physiographie und Genesis der Diabasarten des Bükker Ortásberges.¹

Mit Tafeln III, IV, V.

Von: S. v. SZENTPÉTERY (Szeged)

Mit dem magmatischen Werdegang des sich im südlichen Teile des Bükkgebirges hinziehenden Gabbro-Diabasuges habe ich mich in großen Zügen schon befaßt.²⁾ Auf diesem Gebiete haben sich auf dem vorausgesetzt verhältnismäßig basischen Magma außer den 3 Haupttypen, dem Diabas, dem Gabbro und dem Peridotit, eine lange Reihe von Spaltungsprodukten gebildet. Die entstandenen mannigfaltigen Gesteinsarten und Abar-ten konnte ich bisher nur teilweise besprechen.

Beim Werdegang dieser Gebilde mußte man außer den normalen Differenzierungsprozessen auf Grund der petrologischen Verhältnisse auch das noch in Betracht nehmen, daß einzelne Teile des ursprünglichen Magmas neben verschiedenen zusammengesetzte ältere Sedimente und unter die Wirkung sehr verschiedener physikalischer Verhältnisse gelangten. Die Verschiedenheit des Werdeganges hat bei den Teilmagmen nicht nur im Spaltungsvermögen, in der Kristallisierungsfähigkeit, in der Erstarrungsgeschwindigkeit u. s. w. Verschiedenheiten erzeugt, sondern natürlich auch in der chemischen Zusammensetzung selbst. So waren eigentlich diese physiko-chemischen Verhältnisse nebst der Differentiation die ausschlaggebenden Faktoren auf die Qualität der aus der Erstarrung entstandenen Gesteine.

Neben der allgemeinen Feststellung der unter der Wirkung dieser Vorbedingungen stattgefundenen Prozesse, tauchen bei

¹⁾ Vorgetragen in der Sitzung der III. Klasse der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom 1. Mai 1933. In ungarischer Sprache erscheint es im L. Bande des „Mat. Term. tud. Értesítő“, Budapest.

²⁾ v. SZENTPÉTERY in: Chemie der Erde, Bd VII. p. 351--382. Jena 1932.

der Forschung nach den genetischen Verhältnissen immer neuere Probleme auf. Ein solches ist z. B. die Ausbildung der Randfazien der in verschiedenen geologischen Niveaus entstandenen Diabase, die Entstehung und die Rolle der titanmagnetitischen Teile, die Entstehung der Kontaktgesteine u. s. w.

Diesmal beschäftige ich mich mit der Frage der Randdiabase.

Die an den Rändern der Szarvasköer Masse vorkommenden Diabasarten sind manchmal auch dort, wo keine Spur auf eine eventuelle Assimilation hinweist, im Gegensatz zu den im Allgemeinen gültigen Verhältnissen stark basisch, basischer, als die sich in ähnlichen Niveaus der großen Masse gebildeten Diabase. Ihre mineralische und chemische Zusammensetzung ist im großen-ganzen eine solche, wie die der Gebilde der viel tieferen Niveaus.

Ich soll hier bemerken, daß das oberste Gebilde des gabbroidalen Gebietes, der spilitische Deckdiabas, resp. der größte Teil der unter dem Karbonsedimente erstarrten Teile des dichtkörnigen Diabases verhältnismässig viel saurer ist, als die unter ihm folgenden übrigen Arten, wie der Diabasgabbro, der Gabbrodiabas usw. Dies kann man im Inneren des Gebietes, in der Umgebung von Homonnatető gut studieren, aber an vielen Stellen auch an den Rändern, wo man die Reihe der verschiedenen Diabase vom Spilit bis den tiefsten Diabaszonen folgen kann. An allen diesen Stellen sind die Bildungsverhältnisse leicht verständlich, wenn wir die gravitative Kristallisationsdifferenzierung in Betracht nehmen.

Im Laufe dieser Differentiation wurden die tieferen Teile des eruptiven Körpers viel reicher an Eisenerzen und FeMg-Silikaten, als der obere, hüllenförmige Teil. Wichtig ist auch, daß sich in Gemeinschaft mit diesen Substanzen auch der größere Teil des Ti-Gehaltes in den tieferen Teilen konzentriert hat. Die oberen Magmateile wurden infolgedessen saurer: reicher an Kieselsäure und Alkalien, bedeutend ärmer hingegen an FeMg- und Ti-haltigen Substanzen. Der Deckdiabas ist verhältnismässig besonders an Na_2O reich, dessen Menge in bedeutend tieferen Niveaus erstarrtem Gabbro sozusagen ganz normal ist; in den ultrabasischen Teilen ist natürlich seine Menge verschwindend klein. Hingegen ist das vorwiegende Herrschen

des Na_2O über das K_2O sogar in den Gabbros auffallend, dies ist aber kein niveaubezeichnender Zug, sondern ein Gesteinsprovinzcharakter.

Der größte Teil des gabbroidalen Gebietes besitzt eine solche Ausbildung. Die Abweichungen, wo der Randdiabas dem allgemeinen Typus nicht folgt, finden wir an solchen Stellen, an welchen wir auf Grund petrologischer Verhältnisse voraussetzen können, daß das Magma hier schnell erstarrte, auch ursprünglich nur eine dünne Decke bildete, resp. daß sein Lager oder sein Lagergang in vertikaler Richtung von geringer Ausdehnung gewesen ist.

Der in dieser Hinsicht am besten studierbare Ort ist der Ortásberg, zwischen Egercsehi und Szarvaskő Gemeinden, dessen Diabas nicht nur die ihn begrenzenden Bäche, sondern auch die sich in seiner Lehne befindlichen Steinbrüche und Steingruben gut aufschließen. Der Berg zieht sich von der Ecke der erwähnten Bäche nach NW, wo er in den Kétvizberg übergeht. Er wird von Karbonschiefer und von Diabas gebildet. Die Vorkommensverhältnisse des Diabases zeigen, daß er ursprünglich ein breites Lager bildete, von dem bisher nur ein Teil denudiert wurde, durch die teilweise Abrasion der hier dünn gewordenen Karbonsedimentdecke.

Dies, von der großen Diabasmasse abzweigende kleinere Randvorkommen beginnt im SW am Abhange des Laposendrebeges in dünnen Lagergängen im Karbonsediment, was auch der Obergeologe Dr. Z. SCHRÉTER, der das Gebirge geologisch aufgenommen hat, auf seiner Karte genau darstellt.³⁾ Auf der Ostseite des Csehibaches vereinigen sich die Gangäste zu einem breiten Lager, dessen, infolge der Abrasion ans Tageslicht gelangter Teil dort, wo er die größte Ausdehnung besitzt, circa 0.5 km breit ist. In der Nähe des Ortásgipfels verschwindet er aber gänzlich unter dem Karbonsediment; ebenso auch im S neben dem Egerbache, bei der Mündung des Csehibaches. Im O geht er aber durch den Egerbach in die große Diabasmasse über. Einzelne Karbonreste befinden sich auch auf den oberen Teilen des aufgeschlossenen Diabaslagerns.

³⁾ ZOLTÁN SCHRÉTER im: Jahresbericht d. k. ung. geologischen Anstalt f. 1913. p. 337. Budapest.

An der W-Seite des größten Sedimentbleibfels, ober dem kleinen Steinbruch von Mikófalva, steht der Diabas in scharfkantigen Felsen an, während an der N-Seite desselben, gegen den Gipfel gerundete Felsen und Felsenköpfe vorhanden sind. An der W-lichen steilen, felsigen Stelle und westlich davon traf ich hie und da solche Spuren, welche darauf schliessen lassen, daß ein kleiner Teil des das Lager bildenden Diabasmagmas schon ursprünglich, durch die beim Empordringen entstandenen dünnen Spalten an die Oberfläche gelangte.

SÖ-lich von dieser Stelle befindet sich das große Herrman (Szabados) Steinbergwerk, welches den Diabas tief aufschließt, während die von hier NW-lich vorkommenden kleineren Steinbrüche nur die äußeren Teile des Diabaslagers aufgeschlossen haben.

Die detaillierten Untersuchungsergebnisse sind folgende:

Die Diabase des W-lichen Randteiles des Ortásberges, die Gesteine der Steinbrüche von Csehi und Mikófalva und ihrer Umgebung sind ziemlich gleichförmige **basische dichte Diabase**, welche nur hie und da porphyrisch sind. Der Unterschied besteht sozusagen nur in der ein wenig abwechselnden Korngröße. Häufig kommen reibungsbrekziöse Linien vor. Die Spalten werden von Diabasgebrösel, Calcit und Prehnit ausgefüllt. Die Kontaktwirkung ist von Seite des Karbonsediments nur sehr spärlich wahrnehmbar und auch an den Stellen, wo sie überhaupt sichtbar ist, ist sie minimal. Die umwandelnde Wirkung des Diabases ist hier ungemein viel geringer, als die der ähnlichen Diabase der großen Diabasmasse.

Makroskopisch sind sie grau, dunkelgrau, grünlichgrau, sehr dicht und nur hie und da bemerken wir darinnen ein Feldspatkriställchen oder ein glitzerndes Erzkörnchen. In den kleinen Steinbrüchen, besonders in der ersten Steingrube von Csehi ist er etwas grobkörniger. Ein beinahe ganz identisches Erscheinen zeigen auch die Diabase der südlichen Umgebung des Ortásgipfels. An den meisten Stellen sind sie zersetzt. Das mikroskopische Bild der frischesten Exemplare gebe ich in folgenden:

Die porphyrische Struktur ist ziemlich verwaschen und nicht allgemein. Es gibt auch gleichmäßig dichte Arten, beson-

ders in den Lagergang-Ausläufern. Die Einsprenglinge besitzen nur eine etwas bessere Gestalt als die Kristalle der Grundmasse, und sind nur selten vielmals größer als jene. Wenn man sämtliche Vorkommen in Betracht zieht, ist die durchschnittliche Korngröße der Grundmasse $90\ \mu$ mit der Bemerkung, daß von dieser Größe bis zur Größe der Einsprenglinge jeder Übergang vorkommt. Die Gesteine der SW-lichen Lehne sind die dichtesten, mit einer durchschnittlichen Korngröße von $50\ \mu$. Hauptgemengteil ist der sehr oft titanhaltige, violettbraune *Augit* und der *Plagioklas*. Das Verhältnis ist aber manchmal verkehrt. Verhältnismäßig viel ist der *Titanomagnetit* und *Ilmenit*, minimal der *Apatit*. Hie und da erscheint auch der *Pyrit*. Zersetzungsprodukte: *Chlorit* (Pennin und Ripidolith), *Prehnit*, *Kaolinit*, *Saussurit*, *Serizit*, *Epidot*, *Leukoxen*, *Limonit* und *Titanit*.

Die isometrischen Kristalle des *Augits* sind, insofern er nicht in Gruppen vorkommt, manchmal ziemlich automorph. Mit dem Feldspat ist er so ziemlich gleichen Alters, die Ausscheidung des Feldspates hat aber länger angedauert. Charakteristisch für den Augit ist, daß er meist eine Sanduhrstruktur hat. Er ist selten Zwilling nach (100); die Anzahl der Zwillingsindividuen ist gewöhnlich nur zwei. Die Gestalt des *Plagioklases* ist ein längliches starres Prisma oder ein ganz unregelmäßiges Korn. Letztere sind gewöhnlich etwas saurer (bis Ab_{60}), als die eine regelmäßigere Gestalt besitzenden Plagioklase (Ab_{42} — Ab_{55}), welche gewöhnlich aus wenigen Individuen bestehende Albitzwillinge sind.

Unter den größeren Mineralienkörnern ist immer der bisweilen 1·2 mmige *Ilmenit* der größte, in ganz unregelmäßig geformten Lamellen. Diese Lamellen sind nicht nur an ihren Rändern, sondern auch in ihrem Körper voll mit Augit- und Plagioklaseinschlüssen, die in der Ebene der Dünnschliffe den größten teils zu Leukoxen zersetzen Ilmenit bisweilen in viele Stücke gliedern. Die größeren Plagioklas- und Augitkristalle sind ganz so, wie im Grundgewebe, so, daß man sie kaum als wirkliche Einsprenglinge betrachten kann; die winzigen Mineralkörner des Grundgewebes kommen als Einschlüsse reichlich in ihnen vor. Von diesen größeren Körnern sammeln sich hauptsächlich die Plagioklas-, aber auch die Augitkristalle mit Vorliebe in

kleinere und größere Haufen, manchmal separat, manchmal aber auch zusammen, so, daß sie oft den Tiefeneinschlüssen ähnlich sind.

Infolge der ganz unregelmäßigen Verteilung der Gemengteile, ergeben die volumetrischen Messungen keine befriedigenden Resultate. Sämtliche Messungen in Betracht nehmend, kann man die durchschnittliche Menge des Plagioklases auf 58%, die des Augits auf 33%, die des Ilmenits auf 7% schätzen.

Den am Westabhange des Berges, vor dem Steinbruche von Mikófalva (zweiter Lagergang) gesammelten frischesten dichten Diabas hat Herr dipl. Ing. chem. E. v. POLNER im mineralogischen und geologischen Laboratorium der Szegeder Universität analysiert. Die Daten werde ich später unter 1. mit denen des anderen dichten Diabases mitteilen.

Den sich am südlichen Ende des Ortásberges hinziehenden Kisgerinc bilden ebenfalls ganz dichte Diabase, die hie und da schlackig, mandelsteinig sind und mit welchen gemeinschaftlich auch Eruptivbrekzie vorkommt. Die in den Brekzien eingeschlossenen Karbonsedimentstücke zeigen sozusagen gar keine molekulare Umlagerung; selbst an den in massige Gesteine eingeschlossenen Stücken kann man nur eine geringe Wirkung wahrnehmen. Hier befinden sich ausser dem erwähnten Diabastypus zwei ziemlich verschiedene Diabasarten:

Die eine kommt direkt ober dem Steinbruche von Mikófalva vor: **basischer dichter Diabas**. Er ist dem besprochenen Typus äußerlich sehr ähnlich, aber porphyrische Gemengteile kann man in ihm nicht wahrnehmen. Ein beträchtlicher Teil seiner Substanz (circa 20%) ist eine chloritisch, kaolinisch umkristallisierende *Glasbasis*, aber sie enthält auch winzige feldspatartige Flecke, Ferrithaufen und Titanitkörner. Teilweise wird sie von Limonit gefärbt. Ein großer Teil der Mineralienkörner ist blaß lichtbrauner *Augit*, dessen Kristalle von sehr abwechselnder Größe, aber höchstens 3 mmige, kurze, dicke, nicht immer xenomorphe Prismen sind. Sie sind keine Zwillinge, zeigen aber beinahe ausnahmslos eine Sanduhrstruktur. Sie sammeln sich oft in Haufen. Der Feldspat (Ab_{30} — Ab_{40}) ist eine dünne, albitzwillingstreifige Platte; er gesellt sich nicht sehr zum Augit, wenn sie aber beisammen

sind, sind sie — so scheint es — fast gleich alt. Verhältnismäßig viel *Ilmenit* ist vorhanden, in kleinen leukoxenischen Tafeln. Diese (Augit, Feldspat, Ilmenit) sind die Hauptgemengteile. Sie sind fast ohne Ausnahme etwas zersetzt. Es gibt weiter kaum ein Exemplar, welches keinen Pyrit enthält; manche enthalten ihn reichlich.

Dieser Diabas scheint der basischeste unter den Bükker Diabasen zu sein. Leider ist auch unter dem schon zum zweitenmale mit großer Umsicht gesammelten Materiale kein einziges Exemplar in so frischem Zustande, daß es der Mühe wert wäre, es zu analysieren.

Die andere Diabasart des Kisgerinc ist: **basischer Spilitdiabas**, ein dichtes Gestein von graulichschwarzer Farbe, in welchem wir mit der Lupe einzelne Feldspatnadeln wahrnehmen können. Ein dichtes Gestein, mit einer feldspatisch-, chloritisch- und titanitisch umkristallisierenden *Glasbasis*. Seine Zusammensetzung ist eine solche, daß circa die Hälfte der Mineralienkörner Feldspat, der größte Teil der anderen Hälfte Augit, ein kleiner Teil derselben Ilmenit ist. Eine genaue prozentuelle Bestimmung war nicht möglich.

Der *Plagioklas* (Ab_{32} — Ab_{45}) bildet durchschnittlich 0·30—0·3 mmige feine, leistenförmige Kristalle, aber es kommen auch sich bis zu 2 mm erhebende lange, feine Kristallprismen vor. Die Kristalle spitzen sich an ihren Enden oft zu oder sie verzweigen sich gabelförmig. Sie wachsen mit Vorliebe in Kreuz- oder in liegender Kreuzform zusammen, oft durchwachsen sie auch in dieser Form einander. Aber sie wachsen mit einander auch parallel zusammen oder nur ein wenig divergent und vereinigen sich in bündelförmigen, manchmal sternförmigen Haufen. Sie sind beinahe immer Albitzwillinge, die Anzahl der Zwillingsindividuen ist aber immer gering. Charakteristisch ist, daß ihr Inneres manchmal voll mit Glaseinschlüssen ist, während ihr äußerer Teil vielen kleinen Augit enthält.

Der größte Teil des gelblichbraunen und violettbraunen *Augits* ist ein vollständig xenomorphes Korn, während ein kleiner Teil aus gedrungenen Prismen mit Sandurhstruktur besteht. Sie sind selten zwillingsstreifig nach (100). Der xenomorphe Augit ist von sehr mannigfaltiger Ausbildung. Teilweise bildet er un-
dulös auslöschende, zonare, kleine Körner, teilweise federför-

mige Kristallskelette. Manchmal lagern sich die außergewöhnlich kleinen Körnchen um einen längeren Augitfaden oder um eine dünne Plagioklasnadel, und an diese sind sie einzeln oder haufenweise befestigt. So sind wahrhaftig blumenförmige, traubenförmige etc. Gebilde entstanden. Häufig sind auch die sich fächerförmig ausbreitenden, faserigen Gebilde. Auch diese bilden im Ganzen meistens ebenfalls kleine, isometrische Körner. Es gibt aber auch längliche Formen, die noch kristallskelettartiger sind. Sämtliche feststellbare optische Eigenschaften deuten auf titanhaltigen Augit. Die Ausscheidung des Augits geschah zum großen Teil nach der des Plagioklases. Das ist die Ursache davon, daß die gesammte Form der kleinen Augithaufen zum Teil von Plagioklasleisten bestimmt wird. Insofern einige winzige Bestandteile, sagen wir Elementarteile der Augitkristalle, sich um eine Plagioklasnadel gruppieren, so vertritt dies gut die beginnende Ausbildung der ophitischen Struktur. Ebenso finden wir in diesen primitiven Gebilden die Anfänge der kreuzförmigen Zwillingsbildung und sogar die Anfänge der Sanduhrstruktur.

In einem großen Teil des *Ilmenits* und des *Titanmagnetits* hat eine Zersetzung begonnen, so, daß die ursprünglich verhältnismäßig große Rolle des Erzes auch von reichlich vorhandenen Leukoxen- und Titanithaufen angezeigt wird. In einigen solchen Haufen ist auch Hämatit und Limonit vorhanden. Erwähnenswert sind noch einige *Apatit*- und *Rutilkriställchen*. Unter den sekundären Mineralien ist außer den bereits erwähnten titanhaltigen Produkten ziemlich viel kaolinischer *Ton*, weißer *Glimmer*, *Saussurit*, dann *Pennin*, *Delessit*, *Ripidolith* und *Viridit* vorhanden. Die Spalten der Gesteine werden von *Hämatit* und *Limonit* ausgefüllt.

Hie und da kommt auch eine *reibungsbrekziöse* Struktur vor, wann besonders der Augit zu einem äusserst feinkörnigen Gebrösel zermalmt wird. Die Zersetzung ist in diesen Brekzien viel hochgradiger und in ihnen kann man zuweilen eine starke Quarzisierung und Pyritbildung beobachten. Es waren also auch postvulkanische Einwirkungen vorhanden.

Einen solchen Spilitdiabas des Kisgerinc hat E. v. POLNER ebenfalls analysiert. Die Ergebnisse teile ich unter 2. mit denen des dichten Diabases des Steinbruches von Mikófalva (1) mit. Zur

Vergleichung bringe ich ferner auch die Mittelwerte der Gabbrogesteine und Diabasgesteine der Bükker gabbroidalen Hauptmasse.⁴⁾

	Originalanalysen				Molekulen %			
	1.	2.	Gabbro	Diabas	1.	2.	Gabbro	
SiO ₂	46.02	44.64	44.55	49.46	50.62	49.50	48.67	53.96
TiO ₂	2.88	3.36	3.84	1.71	2.38	2.79	3.14	1.40
Al ₂ O ₃	16.20	15.11	15.82	15.52	10.48	9.85	10.17	9.92
Fe ₂ O ₃	3.58	3.07	4.56	2.84	12.90	15.77	13.81	10.05
FeO	10.65	14.15	10.86	8.36				
MnO	0.20	0.14	0.21	0.14				
MgO	5.43	6.19	6.27	5.94	8.96	10.23	10.27	9.72
CaO	9.71	8.10	9.47	9.09	11.45	9.62	11.13	10.63
Na ₂ O	2.90	2.01	2.54	3.85	3.09	2.15	2.69	4.03
K ₂ O	0.10	Spur	0.08	0.26	0.07	—	0.06	0.17
P ₂ O ₅	0.12	0.07	0.13	0.19	0.05	0.03	0.06	0.09
H ₂ O	2.16	3.22	1.40	2.31	100.00	100.00	100.00	100.00
H ₂ O—	0.19	0.15	0.17	0.24				
	100.14	100.21	99.90	99.91				

Aus den Originalanalysen und Molekularprozenten kann man auch gut wahrnehmen, daß die besprochenen basischen Diabase des Ortásberges nach ihrer chemischen Zusammensetzung viel näher zu den Bükker Gabbros, als zu den Diabasen stehen, trotzdem ich bei der Ausrechnung der Mittelwerte der Letzteren auch die tieferen Typen vertretenden basischeren Diabase (Diabasgabbros, Gabbrodiabase) in Betracht genommen habe. Wenn ich nur die obere Hülle vertretenden dichten Diabase nehmen würde, würde sich ein noch größerer Unterschied zeigen. Besonders die Menge der Titansäure, des Eisenoxydes und des Natronoxydes weisen außer der Kieselsäure auf einen solchen Grad der Differenzierung hin, welchen der Gabbro vertritt.

Dasselbe beweisen die Verhältnisse der Molekularprocente zu einander noch besser:

⁴⁾ S. v. SZENTPÉTERY in: Chemie der Erde. Bd. VII. pag. 362. ff. Hier muß ich bemerken, daß unter den hier zusammengefassten Diabasen nur zwei solche sind, welche die oberste Hülle bildenden dichten Diabase, also die saureren Glieder vertreten (No. 19. und 22.), während die übrigen unter den normalen Diabasen bereits die basischeren Typen vertreten.

(FeMg)O:					
Bas:	SiO ₂	CaO + Alk	CaO:Alk	CaO:Na ₂ O	K ₂ O:Na ₂ O
1.	1:1	1:5:1	3:6:1	3:7:1	1:44
2.	1:1	2:2:1	4:4:1	4:4:1	—
Gabbro, Bükk	1:1:1	1:7:1	4:1	4:1:1	1:45
Diabas, Bükk	1:1:1	1:3:1	2:5:1	2:6:1	1:23

Diese Vergleichung zeigt, daß, obzwar die Basizität der Diabase von Ortás die Mittelwerte der Gabbros auch nicht genau erreichen, sie die übrigen Werte betreffend, näher zum Gabbro, als zum Mittelwerte des Diabases stehen, besonders der glasige Spilit des Kisgerinces, welcher das Verhältnis der FeMg-oxyde und des CaO betreffend, eine Ähnlichkeit mit den Werten der basischen Gabbros („Übergangsgesteine“) zeigt.

Eine interessante Vergleichung bietet uns das Verhältnis der feldspatbildenden Verbindungen zu einander, wenn wir die Menge der Kieselsäure mit den Verhältnissen der in den Feldspaten vorkommenden Tonerde, Kalkoxyd und der Alkalien vergleichen:

Feldspatverhältnis					
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O, Ab + Or: An
1.	16:33	2:3	1	0:02	1:1:2
2.	23:45	3:5	1	—	1:1:8
Gabbro, Bükk	18:38	2:7	1	0:02	1:1:3
Diabas, Bükk	13:24	1:3	1	0:04	1:5:1

Hieraus ist es noch besser ersichtlich, daß der Grad der Differenzierung beider Diabasarten eher derselben der Gabbros entspricht, welcher an Albitmolekel noch ärmer als der eine basische Diabas, aber bedeutend reicher als der andere ist. *Der Reichtum oder die Armut in Ab-Molekel bei den gabbroidalen Gesteinen der Bükkgebirge soll, wie ich früher bemerkte, als Resultat der gravitativen Differenzierung aufgefaßt werden.* Die Differenzierung der Ortás-er basischen Diabase ist also nur so weit, teilweise nicht einmal so weit vorgeschritten, wie die der Gabbros im allgemeinen. Der Grad der Differenzierung der Diabase der hiesigen Hauptmasse überschreitet also sehr den der Ortás-er basischen Diabase.

Im großen und ganzen sehen wir ein ähnliches Bild auch

bei der Vergleichung der Werte von A. OSANN,⁵⁾ P. NIGGLI⁶⁾ und F. BECKE:⁷⁾

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>k</i>
1.	53·00	3·16	7·32	25·99	2·5	6	21·5	9·7	·89
2.	52·29	2·15	7·70	27·98	2	6	22	10	·92
Gabbro, Bükk	51·81	2·75	7·42	27·79	2	6	22	9·7	·87
Diabas, Bükk	55·35	4·24	5·58	24·93	3·5	5	21·5	9·5	·89

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
1.	109	22·5	46·5	24·5	6·5	·02	·41	4
2.	103	20·5	55	20	4·5	·00	·39	3
Gabbro, Bükk	101	21	50	23	6	·02	·42	4
Gabbro, NIGGLI	108	21	52	21	6	·20	·55	³ / ₄
Diabas, Bükk	120	22	44·5	24	5·5	·03	·51	4

	ξ	η	ζ	ϑ_{011}	cn ⁸⁾
1.	29	47	31	11·3	·71
2.	25	40	24	11·3	·78
Gabbro, Bükk	27	44	28	11	·70
Gabbro, NIGGLI	27	42	27	10·6	·75
Diabas, Bükk	31	45	33	9	·60

Während die Diabase der Bükker Hauptmasse den Gesteinen des gabbrodioritischen Magmas entsprechen, gehören die Ortáser basischen Diabase in das normale Gabbromagma, aber sie behalten natürlich den die Bükker Gesteine so charakterisierenden *k*-Wert, welcher sie von den Gebilden aller übrigen Gesteinsprovinzen unterscheidet.

Dieser Zusammenhang, resp. Verschiedenheiten drücken die folgenden Verhältniszahlen noch schärfer aus:

	<i>c:alk</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>
1.	3·7:1	2:1	7:1	1:3·4
2.	4·4:1	2·6:1	12:1	1:4·5
Gabbro, Bükk	4:1	2·7:1	8·3:1	1:3·7
Gabbro, NIGGLI	3·5:1	2·5:1	8·6:1	1:3·5
Diabas, Bükk	2·5:1	2:1	4·7:1	1:2·2
Gabbrodiorit, NIGGLI	2·3:1	1·8:1	4·2:1	1:2·4

⁵⁾ A. OSANN in: Abhandl. d. Heidelberger Akademie d. Wiss. Mat. Nat. wiss. Kl. 2. Abh. Heidelberg 1912.

⁶⁾ P. NIGGLI in: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. Berlin 1923.

⁷⁾ F. BECKE in: Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 36. p. 27—56. Wien.

⁸⁾ S. v. SZENTPÉTERY in: Acta ch. mineralogica et ph. Tom. I. p. 27., Tom. II. p. 24—46. Szeged, und in Math. Naturw. Berichte. Bd. XXXVIII. p. 160—161. Budapest, usw.

Die chemische Struktur beider basischen Diabase stimmt am besten mit der des Gabbro überein, so auch in den verschiedenen Projektionen der erwähnten Autoren, während der Diabas der Bükker Hauptmasse, seiner etwas höherer Differenzierung entsprechend, eher der des Gabbrodiorites näher steht.

Wegen seiner Übersichtlichkeit teile ich endlich die normative Zusammensetzung nach der amerikanischen Methode mit:⁹⁾

	or	ab	an	hy	di	ol	mt	ilm	ap
1.	0.61	24.53	30.83	12.78	12.94	5.18	5.20	5.47	0.26
2.	—	16.98	32.14	30.62	5.92	0.18	4.46	6.39	0.16

Auf Grund von alldiesem ist Tatsache, daß *der Diabas des W-lichen und S-lichen Teiles des Ortásberges beinahe in jenem Stadium der Differenzierung verblieb, in welcher sich der Gabbroteil der Bükker Hauptmasse befindet.* Der gravitative Spaltungsprozess ist also bei diesem Stadium unterbrochen worden, bevor er die sich aus dem Basizitätsgrad des Gabbros aufwärts entwickelnden, um vieles saureren Hüllenteilen entsprechend zusammengesetzten Substanz (Magmateil) zustande gebracht hätte, also bevor sich jener Zustand auch hier ausgebildet hätte, in welchen der große Teil der Masse gelangte. Die den größten Teil der Kontaktwirkungen hervorruhenden Mineralbildner konnten sich infolgedessen in ihm auch kaum vermehren.

Um mit der Ursache dessen ins reine zu kommen sehe ich, daß abgesehen von den vielen annehmbaren Hypothesen, das entsprechendste ist daran zu denken, worauf auch die petrologischen Verhältnisse hinweisen: daß *das in diesen Teilen des heutigen Ortásberges vorkommende, sich im Stadium der Basizität des Bükker Gabbros befindliche Magma in solche dünne Höhlung (Lagerspalt) intrudierte, in welcher infolge der kleinen vertikalen Dimension die magmatische Spaltung sich nicht weiter fortsetzen konnte, nicht einmal bis zu dem Grade, wie im großen Teil der Masse des Bükkgebirges.*

Die Resultate zusammenfassend, ist also offenbar: Die

⁹⁾ H. St. WASHINGTON: Chemical analyses of igneous rocks. Wash. 1917. CROSS, IDINGS, PIRSSON, WASHINGTON: Quantitative classification of igneous rocks. Chicago 1903.

Folge der verhältnismässigen Kleinheit (Dünnheit) des zur Verfügung stehenden Raumes war, daß hier nicht nur die Gravitationsdifferenzierung sich nicht fortsetzen konnte, sondern auch die Auskühlung trotz der großen Basizität ziemlich schnell vor sich gegangen ist, weiter daß die Einschmelzung und Assimilation nach dem Hineindringen ausgeblieben ist, nachdem auch die Menge der leichtflüssigen Komponente sowohl sonst als in folge der oben erwähnten Ursache so gering war, daß diese kaum eine Rolle spielen konnten. So können jene Faktoren, die „entweder einzeln, oder auch so, oder anders kombiniert“ als Erreger der Differentiation dienen, wies es neuestens auch LOEWINSON-LESSING festgestellt,¹⁰⁾ hier nicht in Betracht kamen. Die Spaltungsprozesse konnten also natürlicherweise nicht vollgezogen worden.

Diese Annahmen würden jene Voraussetzung mit sich bringen, daß das Magma an diese Stelle, also bis zu diesem Teile des Ortásberges schon dann gelangte, als die ultrabasischen Teile¹¹⁾ bereits abgespalten waren, denn wir müssen selbst dem Bükker Gabbro, welcher mit diesem Diabasteile eine identische Zusammensetzung zeigt, im Inneren der Masse eine ebensolche Entstehung zuschreiben.

Das in die SÖ-liche Seite des Ortásberges tief eingegrabene Herman'sche (Szabados) Steinbergwerk schließt einen beinahe ganz normal zusammengesetzten Diabasteil auf. Auf Grund der petrologischen Verhältnisse ist dieses Bergwerk als ein solcher Teil des eruptiven Gebietes aufzufassen, dessen Magmastoff nicht in irgend einer Seitenhöhle erstarrte, wie der große Teil des erwähnten basischen Diabases des Ortás, sondern an einem mit der großen Magmamasse auch nach der Tiefe direkt zusammenhängendem Orte.

Das Bergwerk befindet sich beim Zusammentreffen der Eger- und Csehibäche, wo die Bergwerksarbeiten in dem unter den dünnen Karbonsediment befindlichen Diabas in eine solche

¹⁰⁾ LOEWINSON-LESSING in: Mineralog. Petrographische Mitteilungen. Bd. 43. p. 56. Leipzig 1932.

¹¹⁾ v. SZENTPÉTERY in: Chemie der Erde. Bd. VII. p. 351. Jena, 1932. —, dann in: Mat. Naturw. Berichte aus Ungarn. p. XXXVIII. p. 163., Budapest, 1931., weiter in: Acta Scient. Nat. Tom. I. p. 117, 121. u. usw.

Tiefe vorgeschritten sind, daß sie nicht nur die den tieferen Typus vertretenden Diabase aufgeschlossen haben, sondern auch die sehr mannigfaltigen schlierartigen Gebilde.

Das vorherrschende Gestein des Bergwerks ist dichter Diabasporphyr, welcher nur in den unteren Teilen, resp. an den die unteren Teile vertretenden Stellen in größerkörnigen Diabasporphyr, sogar hie und da in Diabasgabbro übergeht. Die Kontaktwirkung ist von seiten des Karbonschiefers bedeutend stärker als an der erwähnten westlichen Seite des Diabaslagers, so wie an vielen Stellen der Hauptmasse (Majoritetö, Homonnatetö usw.). Die in den Diabas gelangten Tonschiefer-Einschlüsse haben eine stärkere Umwandlung erlitten. Besonders kann man eine Biotitbildung feststellen.

Der dichte Diabasporphyr ist ein dunkelgraues, ziemlich gleichmäßig körniges Gestein, dessen mineralische und chemische Zusammensetzung mit der Zusammensetzung des Deckdiabases der Bükker Hauptmasse im großen und ganzen übereinstimmt, nur ist er ein wenig basischer. In ihm können wir makroskopisch nur spärlich porphyrischen Feldspat, selten einzelne Erzkörner wahrnehmen. In einzelnen ist viel Pyrit enthalten. In einzelnen kommen verhältnismäßig häufig feine Prehnit- und Calcit-Äderchen vor.

In seinem gänzlich umkristallisierten, feinkörnigen (durchschnittlich 50 μ) *Grundgewebe* sind die durchschnittlich 0.5 mmigen (höchstens 1.5 mmigen) Feldspatkristalle spärlich ausgeschieden. Im Grundgewebe sind die Feldspate etwas größer, die Augitkörner hingegen etwas kleiner als der Durchschnitt. Die Feldspatmikrolithe (die näher bestimmbaren Plagioklase aus der Andesinreihe) sind teilweise zwillingsstreifige, ziemlich gut geformte Kristalle, teilweise ganz unregelmäßige Körnchen. Die isometrischen Körnchen des blaßgelben *Augits* nähern sich in mehreren Fällen der automorphen Form, wie die Feldspate. Ihr Verhältnis zu einander ist ein solches, daß der Augit in mehreren Fällen älter scheint, die größeren Augitkörner aber oft unregelmäßiger sind, als die kleinen. Der Augit ist selten ein Zwilling, auch dann fast immer aus zwei Individuen und er zeigt öfter eine schwache, verwaschene Sanduhrstruktur. Zu diesen zwei Hauptgemengteilen kommt verhältnismäßig viel *Ilmenit* und *Titanomagnetit*. Die Größe der Ilmenit tafeln erhebt sich bis

zur Größe der Feldspateinsprenglinge, aber auch diese besitzen keine bessere Gestalt, als die kleinen.

Die *Feldspateinsprenglinge* sind nach der *a* Kristallachse ausgestreckte lange Prismen, mit einer beinahe gleich langen *b* und *c* Achse, so kann man auch lange Leistenformen finden. Sie sind Karlsbader- und aus nicht vielen Individuen bestehende Albit-, selten Periklin-Zwillinge. Häufig bilden sie einzelne kleinere Gruppen. Die alleinstehenden Individuen besitzen eine ziemlich gute Kristallform, aber ihre Enden sind nicht immer regelmäßig. Ihrer Art nach sind sie im großen und ganzen dieselben, wie die Feldspate des Grundgewebes, in welche sie der Größe nach stufenweise übergehen. Die genau bestimmten sind von der Ab_{60} — Ab_{52} Art. In mehreren Fällen enthalten sie kleine Augitkörner als Einschlüsse.

An diese Mineralienassociation schließt sich in ganz unregelmäßigen, schwammigen Haufen noch der *Pyrit* an, der sehr seltene *Apatit*, dann der *Rutil*. Sekundäres Mineral ist ziemlich viel, das meiste darunter ist der *Pennin*, seltener ist der *Ripidolith* und der *Klinochlor*, noch seltener der stark gefärbte *Delessit*, an der Stelle einzelner zersetzter Augitkörner ist ungemein fein kristallinischer *Viridit*-artiger Chlorit. Der größte Teil des *Titanmagnetits* und des *Ilmenits* ist *Leukoxen*, resp. *Titanit* und *Rutil* geworden, in mehreren Fällen bei *Hämatit*- und *Limonit*-ausscheidung. In einzelnen Ilmenit tafeln ist bei der Zersetzung nicht einmal das Erzgerippe geblieben. Aus dem Feldspate ist stellenweise *Weißglimmer*, *Kaolin* und amorpher Ton, an anderen Stellen *Saussurit* ausgeschieden, hie und da aber *Calcit*, welcher neben dem Chlorit auch aus dem Augit entstand, sowie auch der *Epidot*. Der *Prehnit* füllt einzelne Spalten aus, oft mit dem Calcit zusammen, doch er erscheint auch in Feldspaten.

Die chemischen Daten eines der frischesten Exemplare aus der nordwestlichen Seite des Bergwerks bringe ich weiter unten nach der Analyse E. v. POLNERS unter No. 3.

Diese ganz dichten Diabasporphyrite verbindet ein stufenweiser Übergang mit den normal körnigen Diabasporphyriten: **Ophitporphyriten**, deren Korngröße durchschnittlich 0.3 mm ist. Ansonsten ist die Qualität der Mineralien und ihr Verhältnis zu einander im großen-ganzen ähnlich, wie

in den dichten Diabasporphyriten. Im *Grundgewebe* ist die Verteilung des *Augits* an manchen Stellen sehr auffallend unregelmäßig. Der *Ilmenit* bildet hauptsächlich große Tafeln, ein kleines Korn ist sehr selten. Der *Titanomagnetit* ist immer um vieles kleiner. Die Art des porphyrischen Feldspates wechselt zwischen dem *Andesin* und dem basischen *Labradorit* ab. Er kommt beinahe immer in Gruppen, und zwar oft in divergentstrahligen Haufen vor, an welche sich oft auch *Augit* anschließt, wann sich eine ophitische Struktur ausbildet, im Gegensatze zum Grundgewebe, wo der Augit teilweise älter ist. Die Größe der Feldspateinsprenglinge erhebt sich bis 2 mm und dennoch ist die porphyrische Struktur verwaschen infolge des stufenweisen Überganges.

Die chemische Analyse eines genügend frischen Stückes dieses körnigen Diabasporphyrites hat E. von POLNER hergestellt; ich teile sie unter No. 4. mit. Zum Zwecke der Vergleichung schließe ich dazu die chemische Analyse eines charakteristischen und verbreiteten Gliedes der Diabase des Bükk an: die des Ophitporphyrits aus dem Benickysteinbruch unter dem Zeichen *a*, welche Dr. K. EMSZT im Jahre 1930 bereitete.¹²⁾ Die chemische Struktur von diesem ist derselben der zwei besprochenen Diabase des Hermansteinbruchs am ähnlichsten, während die Bükker Deckdiabase im allgemeinen etwas saurer sind.

	3.	4.	a.	3.	4.	a.
SiO ₂ . .	48.80 . .	48.05 . .	48.48 . .	53.32 . .	52.48 . .	53.62
TiO ₂ . .	2.03 . .	1.95 . .	1.77 . .	1.67 . .	1.60 . .	1.47
Al ₂ O ₃ . .	19.31 . .	17.36 . .	16.31 . .	12.41 . .	11.15 . .	10.80
Fe ₂ O ₃ . .	1.25 . .	2.75 . .	5.76 . .	7.81 . .	11.14 . .	11.20
FeO . .	7.26 . .	9.57 . .	6.72 . .			
MnO . .	0.20 . .	0.19 . .	0.24 . .			
MgO . .	4.91 . .	5.82 . .	5.87 . .	8.04 . .	9.54 . .	9.74
CaO . .	10.65 . .	8.75 . .	8.25 . .	12.47 . .	10.24 . .	9.77
Na ₂ O . .	3.82 . .	3.38 . .	3.11 . .	4.04 . .	3.57 . .	3.33
K ₂ O . .	0.35 . .	0.17 . .	0.03 . .	0.24 . .	0.12 . .	0.02
P ₂ O ₅ . .	Spur . .	0.34 . .	0.10 . .	— . .	0.16 . .	0.05
H ₂ O . .	1.40 . .	1.59 . .	2.59 . .	100.00 . .	100.00 . .	100.00
H ₂ O . .	0.23 . .	0.45 . .	0.31 . .			
	100.21 . .	100.37 . .	99.54 . .			

¹²⁾ v. SZENTPÉTERY-EMSZT in: Földtani Közlöny. Bd. LX. p. 188. Budapest, 1931.

Auch hier ist die Menge der Titansäure und des Natronoxyds und das Verhältnis der Alkalien charakteristisch. Die Eisenoxyde kommen bereits im Ophitporphyrite ins Übergewicht dem MgO gegenüber, welches in keinem dieser Gesteine in großer Menge vorkommt.

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>k</i>
3. . . .	54.99	4.28	8.13	20.19	4	7.5	18.5	9.4	.88
4. . . .	54.08	3.69	7.45	23.46	3.5	6.5	20	9.6	.89
a	55.09	3.35	7.45	23.26	3	6.5	20.5	9.9	.94

Im System von A. OSANN stimmen sie mit den Plagioklasbasalten und Olivindiabasen überein.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
3. . . .	117	27.5	35.5	27.5	9.5	.05	.50	.5
4. . . .	114	24.5	45	22.5	8	.03	.46	.4
a	119	24	46.5	22	7.5	.01	.46	.4

	ξ	η	ζ	ϑ_{011}	<i>cn</i>	<i>magma</i>
3. . . .	37	55	37	12	.66	gabbrodiorit
4. . . .	32	47	30	11.6	.67	"
a	31	46	29	11	.69	"

Sie passen ganz gut zwischen die Gesteine des gabbrodioritischen Magmas, obzwar sie sich ein wenig auch dem normalgabbroidalen Magma nähern. Von beiden unterscheiden sie sich aber im Wert der Verhältnisse *k* und *mg*; dies ist aber bereits ein Bükker Charakter. Dies zeigen auch die Verhältniszahlen:

	<i>c : alk</i>	<i>fm : al</i>	<i>fm : alk</i>	<i>alk : al</i>	<i>k</i>
3.	2.9 : 1	1.3 : 1	3.7 : 1	1 : 2.9	.05
4.	2.8 : 1	1.8 : 1	5.6 : 1	1 : 3	.03
a	2.9 : 1	1.9 : 1	6.2 : 1	1 : 2.6	.01
Gabbrodiorit, NIGELI	2.3 : 1	1.7 : 1	4 : 1	1 : 2.2	.28

Das *alk : al* und das *c : alk* Verhältnis steht zum Gabbro schon um vieles näher. Die Standardminerale sind folgende:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>di</i>	<i>hy</i>	<i>ol</i>	<i>mt</i>	<i>ilm</i>	<i>op</i>
3. — . .	2.06	32.28	34.47	10.11	—	13.80	1.81	3.86	—	—
4. — . .	1.00	28.59	31.67	9.10	12.93	6.59	3.99	3.71	.76	—
a 3.74 . .	.17	26.31	31.22	14.60	8.96	—	8.35	3.36	.23	—

Im amerikanischen System ist der Platz aller drei Diabasporphyrite: II. 5. 4. 5. Auffallend ist die große Menge des magnetischen Ilmenits.

Die vorherrschenden Diabasarten der Herman-Steingrube zeigen also schon den Bükker normalen Differentiationsgrad und so stimmen sie in ihren charakteristischen Eigenschaften mit den übrigen Diabasarten des Gebirges überein.

Auf der Nordseite des Herman-Steinbergwerkes kommt auf einer beträchtlichen Oberfläche großporphyrischer Diabasporphyrit vor, in welchem noch dazu die porphyrische Struktur scharf ausgebildet ist. In seiner dichten (durchschnittlich 70μ) Grundmasse ist ziemlich viel, sich bis 4 mm erhebender gedrungener Feldspat: basischer *Labradorit* (bis Ab_{22}) eingebettet, dessen einzelne Kristalle sehr dicht zwillingstreifig sind. Die übrigen Mineralien sind mit denen der erwähnten Gesteinen der Steingrube identisch. Diese Gesteine son- dert keine scharfe Grenze vom dichten Diabasporphyrit ab, in welchen sie kaum wahrnehmbar übergehen.

Unter ähnlichen Umständen kommt auf der Westseite des Bergwerks augitporphyrischer Diabasporphyrit vor, in welchem außer dem Feldspate auch der Augit als selbständiger Einsprengling erscheint. Dieser blaß gelblich-braune Augit (durchschnittlich: $ng : c 37^\circ$, $2 \vee 59^\circ$, $ng - np 0.027$) erscheint entweder in einzelnen Kristallen oder Gruppen, oder mit dem Feldspat zusammen, er ist also nur spärlich automorph. Er ist teilweise mit dem Feldspate gleich alt.

In allen diesen besprochenen Diabasporphyriten ist *die Reihenfolge der Mineralienausscheidung* ziemlich verwickelt. Im allgemeinen scheint es, daß im Grundgewebe der größere Teil des Augits älter ist als der Feldspat; aber bei den größeren Körnern, die man auch porphyrisch nennen kann, ist das Verhältnis umgekehrt. Die genaue Bestimmung wird auch von dem Umstand erschwert, daß wir in den großen Feldspatkristallen oft kleine, automorphe Augitkörner und in den großen Augitkristallen kleine Feldspatlamellen finden. Ferner, daß die kleinen Augit- und Feldspatmikrolithe der Größe nach ein stufenweiser Übergang mit den größeren Körnern verbindet. Aus alldiesem kann man darauf schließen, daß man sowohl bei den früher, als auch bei den später ausgeschiedenen Kristallen als Beurteilungsbasis die Größe nicht immer annehmen kann. In großen Zügen geschah die Ausscheidung so, daß sie der Feld-

spat begonnen, der Augit fortgesetzt und der Feldspat beendet hat, wann er in ganz xenomorphen Körnern ausgeschieden ist. Die Ausscheidung konnte an den meisten Stellen ununterbrochen sein. Ein großer Teil des Ilmenits scheint jünger zu sein als der Augit und der Feldspat; die Ausscheidung des Titanomagnetits dauerte aber vom Beginne der Erstarrung bis zu ihrem Ende an, aber ein großer Teil davon scheint älter zu sein, als selbst der Feldspat.

An einzelnen Stellen und in manchen Gesteinen muß man die Frage der Ilmenitausscheidung anders auffassen: so, daß die großen Ilmenit tafeln sehr unvollständig („regelmäßig unterbrochene Raumerfüllung“) auskristallisiert wurden: sie konnten kristallskelettartig, gitterkristallartig sein und in die nicht ausgefüllten Raumteile hat sich der nach ihnen ausgeschiedene Feldspat und Augit in kleinen Körnern hineinkristallisiert. Das konnte ein ähnlicher Fall sein, wie es bei einzelnen Erzen, z. B. beim Argentit, Cuprit usw. allbekannt ist. Sehr selten können wir auch an eine spätere Auflösung denken, welche aber vor der Beendigung der Ausscheidung des Augits geschehen mußte. An anderen Stellen hingegen können wir auch die Zusammenkristallisierung der Bestandteile wahrnehmen: die größeren Ilmenitplatten sind im großen ganzen mit Augit- oder Feldspatkristallen ähnlicher Größe so zusammengewachsen, daß man sie sogar pegmatitisch nennen kann. In den meisten Fällen aber hat das bereits ausgebildete Augit- oder Feldspatkristall den Ilmenit bei der Kristallisierung gut wahrnehmbar verhindert („unregelmäßig unterbrochene Raumerfüllung“). Spärlich kommt der Ilmenit und der Titanomagnetit auch als Spaltenausfüller vor. Die Ausscheidungsreihenfolge ist also etwas verwickelt.

Kurz erwähne ich *das Material der die Diabasporphyrite kreuz und quer durchziehenden dünnen Adern*, die Risse und Sprünge ausfüllenden resp. überziehenden Mineralien. Die einzelnen Adern bestehen hauptsächlich aus Prehnit und Calcit. Der *Prehnit* füllt die Sprünge in seiner gewöhnlich faden-, lamellen-, strahlen- oder parkettförmigen Ausbildung, lange Reihen bildend, aus. Oft trennt ihn keine scharfe Grenze vom Gestein und längs der Adern bildet er auch in demselben Nester. Sein Auftreten wird oft von einer starken Umwandlung des

Gesteins, besonders des Feldspates begleitet. In solchen prehnitischen Haufen ist der Augit häufig frisch geblieben. An anderen Stellen hingegen ist der Augit ganz zersetzt und der Feldspat blieb in den vom Prehnit ganz durchwobenen Gesteinen ziemlich frisch. Das optische Verhalten des Prehnits ist häufig anomal. Seine höchste Doppelbrechung erhebt sich bis 0.032, aber sie ist veränderlich, ebenso, wie auch seine Achsenöffnung um das *ng*. Die *Calcit*adern bestehen aus einer Reihe kleiner Kristalle, unter welchen oft auch Prehnit vorkommt. Hauptsächlich Calcit überzieht auch die nicht ganz ausgefüllten Sprünge. Stellenweise, aber hauptsächlich in den sehr zersetzten Gesteinen ist die Substanz der Adern manchmal *Magnetit*, *Titanomagnetit*, *Ilmenit*, *Hämatit*, *Limonit* und *Titanit*; in langer, schnurartiger Form erscheint auch der *Pyrit*.

In dem Herrmansteinbergwerk finden wir im normalkörnigen Diabasporphyrit auch **schlierartige Gebilde** von mannigfaltiger Zusammensetzung. Solche habe ich bisher hauptsächlich nur im Gabbrodiabase (Agrargrube in Mónosbél) und im Gabbro (Forgalmigrube von Szarvaskő und im Ujhatárvölgy) gefunden. Es scheint aber, daß sie noch an vielen Stellen der gabbroidalen Masse vorkommen. Diese Gebilde besitzen im allgemeinen ein sehr unregelmäßiges Erscheinen, sie zeigen sich als kleinere oder größere Nester in der Grubenwand, sowie auch in den abgesprengten großen Diabasstücken. Oft können wir nicht einmal feststellen, ob wir es mit Schlieren oder mit Tiefeneinschlüssen zu tun haben. Manchmal besitzen sie eine scharfe Grenze, meist aber verbindet sie ein stufenförmiger Übergang mit dem Muttergestein, wie die größeren Ausscheidungen allgemein. Auf größeren Flächen hängen sie aber selten zusammen, woran die häufigen Risse und Verwerfungen auch einen Teil haben. Die größte Fläche, die ich bisher wahrgenommen habe, war circa 1.5 m² groß. Die etwas regelmäßiger erscheinenden Schlierengänge keilen sich kurz aus und verschwinden. Alldiese Schliere, schlierartige Nester und Schlierengänge sind oft ganz zermalmt; ich fand in denselben oft eine typisch reibungsbrekziöse Struktur.

Sie sind im allgemeinen grobkörnig. Ihre Zusammensetzung ist zwar sehr einfach, aber sie verändern sich schnell,

manchmal sogar binnen einem Schliere. Ihre allgemeine Eigenschaft ist auch, daß die Verteilung des farbigen Silikatminerals ganz unregelmäßig ist, es ist meist in Bündel gesammelt, was diesen Gesteinen bereits im Großen ein *variolithisches Äußere* leiht. Besonders bei den porphyrischen Typen ist die Verteilung der Mineralien sehr ungleich, was zur Folge hat, daß manchmal mehr quadratdecimetrische Stücke beinahe ausschließlich nur aus Feldspat bestehen. Es kommen aber auch selbständige anorthositische Nester und Schliere vor. Hier kann ich als charakteristische Eigenschaft erwähnen, daß das manchmal ohnedies sehr wenige femische Silikatmineral oft ganz zersetzt ist, so, daß ein großer Teil des sehr reichlichen Materials, was ich mit lebenswürdiger Hilfe des Herrn Berging. A. ROTH sammelte, aus verhältnismäßig frischem Feldspat, wenigem Chlorit und ziemlich vielem Eisenerz besteht. In den gewöhnlich dichten chloritischen Feldern befinden sich viele kleine automorphe Feldspatlamellen. Deshalb müssen wir bei der Beurteilung des anorthositischen Charakters vorsichtig sein.

Die Qualität, aber hauptsächlich die Quantität, dann die Gestalt, die Größe und die Struktur der einzelnen Bestandteile betrachtend, können wir den Charakter dieser Gebilde sehr mannigfaltig nennen. Das häufigste ist das diabasgabbroidale und dioritgabbroidale Gebilde, bedeutend seltener ist das dioritische und gabbroidale, das seltenste ist das anorthositische. Ihr Gewebe ist beinahe ausnahmslos porphyrisch, aber diese Struktur ist höchstens nur insofern ausgesprochen, wie bei den Diabasporphyriten, nachdem die Minerausscheidung auch bei diesen ununterbrochen war; also auch hier finden wir keine gut absonderbaren zwei Generationen.

Die Beschreibung einiger wichtigeren solcher schlierigen und schlierartigen Ausscheidungen gebe ich in folgenden:

Das immer ophitische Grundgewebe der **diabasgabbroidalen Gesteine** ist von durchschnittlich 0.8 mmiger Korngröße. Darinnen herrscht der *Plagioklas* (Ab_{40} — Ab_{88}), bedeutend weniger ist der undulös zonare, sehr blaß violettbraune *Augit*, weiter der *Ilmenit*, minimal der *Apatit*, *Titanit*, *Rutil*. In einzelnen Gesteinen kommen auch einige Körner grünlichbrauner *Hornblende* und rotbraunen *Biotits* vor. Der *Ilmenit* bildet im-

mer mächtige, breite, poröse Tafeln. Er wächst mit dem Augit oft poikilitisch, manchmal pegmatitisch zusammen. Hie und da kommt auch *Titanomagnetit* vor und besonders an reibungsbrekziösen Stellen ist ziemlich viel *Pyrit* vorhanden. An solchen Stellen ist auch *Calcit* und *Prehnit* ausgeschieden. Aus der Umwandlung der femischen Mineralien ist eine ganze Reihe von Chloritarten entstanden.

Das herrschende Mineral (bis Vol. 64%) der **Dioritgabbroporphyrite** und **Dioritgabbros** ist der Plagioklas (Ab_{50} — Ab_{64}), dessen breite lamellen- und prismenförmige Kristalle immer Karlsbader- und aus wenigen Individuen bestehende Albitzwillinge sind. Andere Zwillingsbildungen sind selten. Die porphyrischen *Feldspat*kristalle erreichen die Größe von 8 mm, die kleineren treten nur an einzelnen abgesonderten Stellen massenhaft auf und ihre Durchschnittsgröße beträgt 0.5 mm. Der *Augit* enthält manchmal sehr viele Gas-, Flüssigkeit- und winzige farblose Mineral-(Feldspat?) Einschlüsse, welche einzelne Teile des Augits wahrhaftig vollpferchen, während sie in anderen Teilen kaum vorkommen. Oft sind sie in regelmäßige Reihen geordnet. Die Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse sind in einzelnen dünnen und kurzen Röhren plaziert, die sich an ihren Enden zuspitzen. Sie besitzen einen manchmal runden, manchmal eckigen Durchschnitt. Die parallelen Röhrrchen stellen sich in einigen Fällen beinahe pünktlich in die Richtung der einen Prismenfläche. Ihre Größe ist in einigen Augitkristallen durchschnittlich 10—20 μ , ihre Dicke ist 6 μ gewesen, anderswo kommen auch kleinere, aber auch viel größere vor. Die Längsachse der Röhren fällt oft mit der Ziehungsrichtung nicht überein, manchmal weicht sie davon sogar unter 45° ab. Manchmal besitzen auch die Mineraleinschlüsse eine ähnliche Erscheinung. Der *Biotit* ist an den Ilmenit gebunden, mit welchem er zusammengewoben ist, ebenso auch die grünlichbraune *Hornblende*.

Der *Pyrit* ist manchmal angehäuft. In solchen Gesteinen ist das farbige Silikatmineral ganz zersetzt, während der Feldspat manchmal ganz frisch ist. Manchmal ist der *Pyrit* die Kittsubstanz reibungsbrekziöser Teile. In anderen Gesteinen vermehrt sich der *Prehnit*, welcher häufig regelmäßige Sphärokristalle bildet. Der *Ilmenit* ist überall stark zersetzt. Seine

Erscheinung ist gewöhnlich eine dünne aber breite, gänzlich xenomorphe, schwammige große Lamelle, voll mit Plagioklas-, Augit- etc. Einschlüssen. Oft webt sie sich auch mit Feldspat oder Augit zusammen, manchmal gleichzeitig mit beiden. Es kommen auch kleinere gedrungene *Titanomagnetit*körner vor. Hie und da häuft sich der *Apatit* an, dessen Kristalle manchmal die Größe von 1 mm erreichen. An den Rändern der Leukoxenhäufen und Titanomagnetitkristallen ist manchmal viel *Titanit* vorhanden. *Zirkon*, *Rutil* ist minimal. Unter den Chloritarten herrscht der *Ripidolith* und der *Pennin*, aber unter anderen kommt auch auf den Erinit mahnender, blauer (ng₁) Chlorit vor.

Die als die Vorigen viel seltener vorkommenden **Diorit-schliere** besitzen ebenfalls eine granitoporphyrische Struktur. Ihre Zusammensetzung weicht von der der Vorigen nur wenig ab, hauptsächlich in dem, daß sie etwas sauer sind. Der *Plagioklas* (Oligoklasandesin = Ab₆₈—Ab₃₀) herrscht noch mehr als im vorigen Typus; die farbigen Mineralien sind dieselben, aber ihre Menge ist bedeutend geringer. Der Umstand, daß man den *Quarz* als Mesostase hie und da feststellen kann, scheint bei der Unterscheidung nicht wichtig zu sein. Der *Augit* ist hell, manchmal ein wenig grünlichgelb; die grünlichbraune *Hornblende* ist mit ihm oft verwachsen, der *Ilmenit* erscheint manchmal in kleineren Tafeln mit dem *Biotit* zusammen; *Apatit* ist manchmal viel zugegen.

Die gabbroidalen Teile sind ziemlich mannigfaltig. Sie sind beinahe immer **Gabbroporphyrite**. An farbigen Mineralien sind sie reicher als die sie umgebenden Diabasporphyrite, aber sie sind nur selten dunkler als diese. Manchmal sind sie grünlich. So sind die grobkörnigen Schliere beinahe immer.

Der abwechselnde Teil ihrer Substanz, im allgemeinen etwas mehr als die Hälfte (cca bis 60%) ist Plagioklas aus der *Labradorit*reihe (Ab₅₂—Ab₃₀), welcher immer breite, nur im großen ganzen isometrische Kristalle bildet. Die Menge des Pyroxens ist immer beträchtlich, welche teilweise *Diallag*, teilweise titanhaltiger *Augit* ist. Eine große Rolle spielen der *Ilmenit* und der *Titanomagnetit*. Die breiten Tafeln des *Ilmenits* weben sich nicht nur mit dem Augit zusammen, sondern sie wachsen auch in die Feldspatlamellen hinein. Gering ist die Menge

der braunen *Hornblende*, noch geringer die des rotbraunen *Biotits*; beide sind hauptsächlich mit dem Ilmenit verwachsen, aber die Hornblende verwebt sich manchmal sehr innig auch mit dem Diallag. *Hämatit*, *Apatit*, *Rutil* und *Titanit* ergänzen noch das mikroskopische Bild, außer den sekundären Mineralien.

Unter diesen gabbroidalen Schlieren gibt es auch solche, die eine ganz typische körnige Struktur besitzen und die manchmal stark basisch sind. So ist jenes mächtige schlierartige Gebilde, von dem ein Teil, als ich das letztemal (1932. IX. 8.) dort gewesen bin, aus der Grubenwand bereits niedergestürzt war. Die größere Hälfte dieses unregelmäßigen Schliers ist ganz dunkelgrauer basischer Gabbro, ein kleinerer Teil ist lichtgrauer Plagioklasit.

Dieser **basische Gabbro** besitzt eine ziemlich gleichmäßige 3 mmige Korngröße. Seine Struktur ist gabbroidal, obzwar der Plagioklas in mehreren Fällen eine bessere Gestalt besitzt, als der Pyroxen. Die breiten Tafeln des *Plagioklases* ($Ab_{40}-Ab_{26}$) sind vielfache Albit- und Periklinzwillinge. Karlsbader sind selten. Spärlich kommt auch eine schwach ausgeprägte Zonarstruktur vor. Der gewöhnlich frischere dünne, äußere Gürtel weicht der Art nach nur wenig von dem an Einschlüssen reichen und manchmal der Zersetzung bereits ausgesetzten inneren Teile ab. Seine Einschlüsse sind gewöhnlich Pyroxen und Ilmenit und deren Umwandlungsprodukte. Der gewöhnlich größsere Kristalle als der Feldspat bildende Pyroxen ist vorherrschend *Diallag*, untergeordnet *Augit*. Von seinen sehr häufigen Einschlüssen erwähne ich die oft regelmäßig geordneten Gas-, Flüssigkeit- und Ilmenitstäbchen-Einschlüsse. An der Bildung dieser manchmal nur einige μ großen länglichen Einschlüssen nimmt auch ein schwächer lichtbrechendes farbloses Mineral teil, wahrscheinlich der Feldspat. Diese Einschlüsse bilden auch größere Gruppen, Schwärme. In den Kristallen ziehen sich manchmal auch mehrere solche Schwärme hin. Die einzelnen Schwärme ziehen in bestimmten starren Richtungen, welche aber mit der Längsachse der Einschlüsse nicht übereinstimmen. Aber auch die in ein und demselben Kristalle nahe zu einander befindlichen verschiedenen Schwärme besitzen nicht immer die gleiche Ziehungsrichtung. Der dritte Hauptgemengteil ist der *Ilmenit*, dessen mit dem Pyroxen gleich große xenomorphe La-

mellen in der Fläche des Dünnschliffes oft mit einander gar nicht zusammenhängen; unter den einzelnen Teilen befinden sich andere Mineralien. Er verwebt sich pegmatitisch auch mit Feldspat und Pyroxen. Der *Titanomagnetit* ist ein spärlich vorkommendes, kleines und manchmal automorphes Kristall.

Die gesammte Menge der übrigen Mineralien ist sehr gering. Die braune und grünlichbraune *Hornblende* und der rotbraune *Biotit* erscheinen ebenso, wie in den vorigen Gesteinen. Der *Apatit* und der *Titanit* zeigen ihre gewöhnliche Form.

Die Umwandlung ist im allgemeinen nicht großzügig. Der innere Teil des Feldspates ist ein wenig kaolinisch, saussuristisch; aus dem Pyroxen ist ein wenig *Ripidolith* und *Pennin* entstanden. Es ist interessant, daß in den faserig-lamelligen Ripidolithaggregaten manchmal auch frischer, brauner Biotit vorkommt, welcher ebensolche optische Eigenschaften besitzt, wie der mit dem Ilmenit zusammengewachsene Biotit. Die Zersetzungsart der Eisenerze ist eine ebensolche, wie in den erwähnten Gesteinen.

Der Mittelwert der volummetrischen Messungen ist die primären Mineralien betreffend, folgender: Plagioklas 40%, Pyroxen 48%, Eisenerz 8%, übrige 4%.

Ich erwähnte, das ein Teil des großen Schliernestes lichtgrauer Plagioklasit ist, welcher sich bei der genaueren Untersuchung als *Andesinit* erwies. Er ist nicht so gleichmäßig körnig, wie der besprochene Gabbro, weil sich seine Textur gegen das porphyrische neigt, wie die der übrigen besprochenen Schliergesteinen. Auch die Korngröße ist sehr veränderlich, sogar in einem Handexemplar. Der größte Teil seiner Substanz (durchschnittlich 82%) ist Plagioklas, und zwar hauptsächlich *Andesin* ($Ab_{62}-Ab_{58}$), untergeordnet *Oligoklas* (obere Grenze Ab_{70}), seine Kristallform ist ein längliches Prisma nach der *a* Kristallachse und nur nach (100) isometrisch. Einzelne seiner langen Lamellen sind verbogen, manchmal sogar gebrochen. Seine Größe schwankt durchschnittlich zwischen 1 und 3 mm, abgesehen von den sich zwischen den größeren Kristallen befindlichen, gewöhnlich abgesonderten kleineren Stellen, welche von kleineren Kriställchen ausgefüllt werden. Sie sind gewöhnlich Karlsbader- und aus wenigen Individuen

bestehende Albit- und Periklinzwillinge; bei einem Oligoklas habe ich auch Bavenoer Zwilling gemessen. Zwischen den größeren und kleineren Feldspaten besteht kein Artunterschied. Sehr wenig Pyroxen ist vorhanden, dessen größter Teil lichter, diopsidartiger *Augit* ist; es kommen aber auch einige Körner *Diallag* mit *Hornblende* zusammen vor. Der größte Teil des Erzes ist *Titanomagnetit*, aber auch der *Ilmenit* kommt häufig vor, manchmal in Gemeinschaft mit *Biolit*. Die Menge des Erzes ist ungefähr gleich mit der des Pyroxens. *Apatit* befindet sich an manchen Stellen reichlich, seine langgestreckten, manchmal zerbrochenen Kristalle erreichen auch 0.8 mm; in einzelnen befindet sich ein zentraler Kanal mit einer blaß gelblichen Flüssigkeit. Zu erwähnen sind noch *Zirkon*, *Rutil* und die Zersetzungsprodukte.

Der Plagioklasit kommt aber auch in selbständigen Schlieren und schlierartigen Gebilden vor. Der eine solche licht grünlich-graue Anorthosit ist **Labradit**; seine Zusammensetzung ist folgend: ein ziemlich gleichmäßig körniges Gestein, aber die Korngröße ist nach den einzelnen untersuchten Orten abwechselnd, und durchschnittlich 0.9—3 mm. Die grobkörnigeren Teile herrschen. Der größte Teil seiner Substanz (durchschnittlich 87%) ist Plagioklas, hauptsächlich basischer *Labradorit* ($Ab_{38}-Ab_{46}$), aber er enthält auch sauren Labradorit (Ab_{54}). Die Gestalt nähert sich dem isometrischen und ist beinahe immer fein zwillingstreifig nach den Albit- und Periklin-Gesetzen. Die Menge des blaß violettbraunen *Augits* ist wirklich minimal; sein Vorkommen beschränkt sich hauptsächlich auf die von den großen Feldspatlamellen frei gebliebenen Stellen; seine Kristallgestalt ist ein etwas längliches Prisma nach der *c* Achse, und zeigt eine etwas geringe gelblich (ng_1), violettbraune (np_1) Farbenveränderung. $2 \vee 57^\circ$. Ziemlich groß ist die Rolle des *Ilmenits* und des *Titanomagnetits*, deren Zersetzungsprodukte auch in die Plagioklase hineingelangten. Hier und da kommt auch *Pyrit* vor und ich habe auch einige kleine *Apatit*prismen wahrgenommen. Der Feldspat hat sich stellenweise zu zersetzen begonnen; im Saussurit kann man auch *Epidot* und *Zoisit* β erkennen.

Zur Analyse mußten wir das Material mit großer Sorgfalt auswählen, wegen der häufigen und stellenweise abwechselnden

Zersetzungsprodukten; wir mußten ferner eine sehr große Menge Material aufarbeiten, wegen der unverhältnismäßigen Verteilung der Mineralien. Dipl. Ing. chem. E. v. POLNER hat von den schlierigen Gebilden in meinem Institute folgende analysiert: Dioritporphyrit (No. 5.), Gabbrodioritporphyrit (No. 6.), basischen Gabbro (No. 7.), Andesinit (No. 8.) und Labradorit (No. 9.).

	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂ . .	54·65 . .	49·25 . .	43·82 . .	52·31 . .	46·21
TiO ₂ . .	2·82 . .	4·01 . .	3·30 . .	1·76 . .	1·91
Al ₂ O ₃ . .	17·02 . .	15·55 . .	12·61 . .	22·83 . .	26·29
Fe ₂ O ₃ . .	3·52 . .	3·48 . .	3·94 . .	1·81 . .	4·55
FeO . .	7·18 . .	9·40 . .	12·89 . .	3·53 . .	3·88
MnO . .	0·16 . .	0·17 . .	0·37 . .	0·10 . .	0·15
MgO . .	2·03 . .	3·81 . .	7·70 . .	1·20 . .	0·23
CaO . .	5·95 . .	6·93 . .	11·51 . .	8·77 . .	10·48
Na ₂ O . .	5·15 . .	4·51 . .	2·05 . .	5·50 . .	4·12
K ₂ O . .	Spur . .	Spur . .	Spur . .	0·22 . .	0·01
P ₂ O ₅ . .	0·38 . .	0·51 . .	0·18 . .	0·49 . .	0·20
H ₂ O+ . .	1·41 . .	2·40 . .	1·26 . .	1·45 . .	2·04
H ₂ O- . .	0·06 . .	0·19 . .	0·27 . .	0·05 . .	0·18
	100·38 .	100·21 .	99·90 .	100·08 .	100·25

Die ersten drei Gesteine, der Dioritporphyrit, der Dioritgabbroporphyrit und der Gabbro bilden eine sehr gute Serie, welche ganz genau in die entsprechende Serie der Bükker identischen Gesteine hineinpaßt, während die zwei Plagioklase: der Andesinit und der Labradorit ihrem Charakter gemäß von den normalen Spaltungsprodukten stark abweichen; aber der ziemlich große Titansäure- und Eisenoxyd-Gehalt, aber auch das Alkalienverhältnis zeigt es gut an, daß sie zum Bükker gabbroidalen Magma gehören.

	s	A	C	F	a	c	f	n	k
5. . .	62·94 . .	5·94 . .	5·58 . .	14·66 . .	6·5 . .	6·5 . .	17 . .	10 . .	1·06
6. . .	58·11 . .	5·09 . .	5·09 . .	21·29 . .	5 . .	5 . .	20 . .	10 . .	·93
7. . .	49·43 . .	2·12 . .	5·80 . .	34·65 . .	1·5 . .	4 . .	24·5 . .	10 . .	·83
8. . .	60·71 . .	6·11 . .	9·13 . .	8·56 . .	7·5 . .	11·5 . .	11 . .	9·7 . .	·95
9. . .	55·71 . .	4·67 . .	13·12 . .	8·32 . .	5·5 . .	15 . .	9·5 . .	9·9 . .	·89

Im System von A. OSANN stimmen alle mit den entsprechenden Gesteinen gut überein und nur im *n* Werte zeigen sie im Gegensatz zu allen übrigen Gesteinen Abweichungen. Dies

ist aber eine wichtige charakteristische Eigenschaft sämtlicher Bükker Gesteine.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>	Magma
5.	163	30	35·5	19·5	15	·00	·26	4	norm. dioritisch
6.	131	24·5	43·5	20	12	·00	·35	4	gabbrodiorit.
7.	92	15·5	54	26	4·5	·00	·45	4	norm. gabbroid.
8.	151	39	18	27·5	15·5	·02	·28	⁶ / ₇	anorthosit.
9.	122	41	19	29·5	10·5	·00	·05	6	"

Ich muß bemerken, daß die Werte des basischen Gabbros No. 7. auch denen des issitischen Magmas sehr ähnllich sind. Das zeigen am besten die Verhältniszahlen, in welchen ich auch die Mittelwerte der NIGGLischen Magmen anführte:

	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>	6 <i>alk:si</i>
5.	1:31	1:1·5	1·2:1	2·4:1	1:2	1:1·8
Norm. Diorit . . .	1:5·1	1:1·3	1·2:1	2·4:1	1:2	1:1·8
6.	1·6:1	1:1·2	1·7:1	3·6:1	1:2·1	1:1·9
Gabbrodiorit . .	2·3:1	1:1	1·7:1	4:1	1:2·4	1:2·2
7.	5·7:1	1·6:1	3·4:1	12:1	1:3·4	1:3·4
Norm. Gabbro . .	3·5:1	1:1	2·5:1	8·6:1	1:3·5	1:3
Issit	7·5:1	2·1:1	3·7:1	13:1	1:3·5	1:3·2
8.	1·7:1	1:1·4	1:2·1	1·1:1	1:2·5	1:1·6
Andesinit	1·4:1	1:1·7	1:7·2	1:2·9	1:2·4	1:1·6
9.	2·9:1	1·1:3	1:2·1	1·9:1	1:4	1:1·9
Labradit	2·5:1	1·1:4	1:6·7	1:1·8	1:3·6	1:1·8

Diese Verhältniszahlen betreffend finden wir nur bei den anorthositischen Gesteinen gewisse Abweichungen von den entsprechenden NIGGLischen Magmen, darüber kann man sich aber bei diesen so sehr differenzierten Gesteinen auch gar nicht wundern, bei denen der Provinzcharakter noch ausgeprägter ist, als bei den übrigen. Ein charakteristisches Gepräge ist die große Menge des *fm*, was hauptsächlich im basischen Gabbro und in den Anorthositen Unterschiede verursacht. Wir müssen wissen, daß in den Bükker Gesteinen den größeren Teil des Wertes der *fm* Zahl die Eisenoxyde geben, weil die Menge des MgO bei jedem kleiner als normal ist. Wenn wir die NIGGLischen Magmen mit den besprochenen Bükker Gesteinen vergleichen, sehen wir, daß der Wert des *mg* Verhältnisses beim Normaldiorite = 48 (No 5 = 26), beim Gabbrodiorite = 50

(No 6 = ·35), beim Normalgabbro = ·55 (No 7 = ·45), beim Labradorit = ·45 (No 9 = ·05) beträgt. Der *mg* Wert ist also neben der *k*-Zahl ebenfalls eine charakteristische Eigenschaft der Bükker Gesteine.

Die normative Zusammensetzung und die Lage im System nach der amerikanischen Methode ist folgende:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>di</i>	<i>hy</i>	<i>ol</i>	<i>mt</i>	<i>ilm</i>	<i>ap</i>
5.	·8·10.	—	·43·55.	23·30.	10·15.	2·43.	—	·5·11.	·5·25.	·86
6.	·1·10.	—	·39·98.	21·19.	7·73.	14·02.	—	·4·97.	7·62.	1·17
7.	—	—	·17·35.	25·16.	20·23.	11·07.	12·16.	·5·71.	·6·26.	·44
8.	—	·1·28.	·46·48.	37·06.	3·92.	2·65.	·16.	3·35.	2·62.	1·12
9.	—	·06.	34·85.	50·76.	—	·18.	·62.	6·61.	3·63.	·45

5.	..	II.	..	5.	3.	5.
6.	..	II/III.	..	5.	3.	5.
7.	..	III.	..	5.	4.	5.
8.	..	II.	..	5.	3/4.	5.
9.	..	II.	..	5.	4.	5.

Im Hermansteinbergwerke und seiner Umgebung habe ich bisher nur einen einzigen Aplitgang gefunden, welchen man am Grunde des SW-lichen mittleren Teiles des Berkwerks in normalkörnigem Diabasporyhyrit als ein 2—4 cm dickes Band mehrere m hindurch verfolgen kann. Sein launischer Ablauf zeigt die Risse und Verwerfungen sehr gut, längs welchem der Aplit selbst ebenfalls reibungsbrekziös ist. An einer Stelle ist die Entfernung von bald einem *m* zwischen den abgerissenen Teilen des verworfenen Ganges; Prehnit und Calcitadern begleiten diese reibungsbrekziösen Teile, aber an mehreren Stellen auch selbst den Gang.

Dieser **Plagiaplit** ist ein sehr dichtes Gestein, in welchem wir megaskopisch nur je ein winziges Erzkörnchen wahrnehmen können. Der überwiegend große Teil seiner Substanz (durchschnittlich 90%) ist Feldspat und zwar *Oligoklasandesin* (Ab_{70} — Ab_{62}), dessen durchschnittlich 0·2 mmige Lamellen fein zwillingsstreifig sind; im großen ganzen ziehen sie sich in einer Richtung und sind dynamisch ein wenig deformiert. Abbiegung von Zwillingsstreifen, Streßzwillinge, undulöse Auslöschung sind häufige Erscheinungen. Stellenweise sind sie auch zermalmt. Sehr wenig ist der hauptsäch-

lich *Pennin*-artige Chlorit, etwas mehr ist der *Titanit* in kleinen Körnchenhaufen, in welchen oft noch ein winziger Erzrest vorkommt. *Zirkon*, *Rutil* und *Turmalin* ist minimal, *Apatit* ist bedeutend mehr. Der Gang wird von feinen *Magnetit*- und *Calcit*-äderchen so ziemlich durchwoben, aber manchmal dringen die *Prehnit*adern ebenfalls zwischen die frischen Feldspatreihen ein, wo sie sich in kleineren Nestern sammeln.

Die Physiographie alldieser Schliere, schlierartigen Nester, Schlierengänge und Gänge, sowie auch auf Grund der uns bisher zu Gebote stehenden chemischen Analysen feststellbare chemisch Struktur weisen darauf hin, daß diese organisch in die Serie der ähnlichen Differenzierungsprodukte des Bükkgebirges gehören. Aber sie geben auch ziemlich gute Gesteinstypen, weshalb man sie ganz gut in die einzelne Gesteinssysteme einreihen kann. Was ihre Genesis betrifft, so kann ich nicht einmal in jenen Fällen an die Tiefeneinschlüsse denken, wenn der Schlierencharakter dieser oft ganz unregelmäßigen Nester nicht genau festgestellt werden kann. Ich kann nämlich nicht annehmen, daß diese, etwas basischere Diabasart als das normale, erst dann emporgedrungen wäre, als diese Schliertypen in der Tiefe bereits soweit ausgebildet waren, daß sie als Einschlüsse hinauf geschleppt werden konnten. Diesem widerspricht in den meisten Fällen auch der stufenweise Übergang. Ich könnte höchstens daran denken, wenn ich irgend einen Anhaltspunkt dazu hätte, daß in die bereits in Auskühlung befindlichen diabasischen Teile von unten ein neuerer Magmateil intrudierte, welcher die abgesonderten Stücke der an tieferen Stellen bereits ausgebildeten Teile heraufgebracht hat. Aber nicht einmal so könnte ich das Emporkommen der manchmal m³ großen Stücke erklären, denn hier ist von einer unter einer Hülle erstarrten Diabasmasse die Rede, und nicht von einem mit schrankenloser Gewalt emporgedrungenen, an Gasen reichen, auch auf die Oberfläche ausgebrochenem Magmaprodukt. Ich könnte aber auch die Entstehung der wirklich in Schlier- und Schliergangform erscheinenden Gebilde von ähnlichen Stoff und ähnlicher Struktur nicht erklären.

Von Wichtigkeit scheint endlich, daß dieser Teil der gabbroidalen Masse dermassen durcheinander zerrissen ist,

wie ich es bereits an vielen Stellen der großen Masse nachgewiesen habe.

Tafelerklärung.

III. Tafel.

1. Basischer Spilitdiabas, Kisgerinc. Blumen- und traubenförmige Augitkristallskelette um den Feldspat- (Oberteil) und dem Augitkristallfaden (rechts unten). Vergrößerung 144 \times . + Nic.

2. Basischer dichter Diabas, Lehne des Kisgerinc. In umkristallisierender glasiger Grundmasse Augitkristalle und Körnchen, sehr spärlich flaumenartige Feldspatflocken. Vergrößerung 156 \times . + Nic.

3. Dichter Diabasporphyrit, Hermansteinbergwerk. Augit mit Sanduhrstruktur. Vergrößerung 153 \times . + Nic.

4. Dioritporphyrit, Hermansteinbergwerk. Strukturbild: porphyrischer saurer Andesin und Ilmenit, kleine Augitkörnchen. Vergrößerung 23 \times . + Nic.

5. Diabasgabbroporphyrit, Hermansteinbergwerk. Strukturbild: porphyrischer Andesin und zonarer Augit im ziemlich grobkörnigen Grundgewebe. Vergrößerung 12 \times . + Nic.

6. Dioritgabbroporphyrit, Hermansteinbergwerk. Ilmenitlamellendurchschnitte 12 \times . + Nic.

IV. Tafel.

1. Plagiaplit, Hermansteinbergwerk. Strukturbild: Oligoklasandesinkriställchen, einige Körner Ilmenit, minimaler Chlorit. Vergrößerung 58 \times . + Nic.

2. Andesinit, Hermansteinbergwerk. Strukturbild: Andesin, wenig Chlorit. 16 \times . + Nic.

3. Dioritgabbroporphyrit, Hermansteinbergwerk. Im Augit ein anwachspyramidenförmig geordnetes Erz- (Ilmenit) und Flüssigkeits-Einschlußschwarm. Vergrößerung 250 \times . + Nic.

4. Gabbrodioritporphyrit, Hermansteinbergwerk. Erz-, Flüssigkeits-etc. Einschlußschwarm. Vergrößerung 320 \times . 1 Nic.

5. Dioritgabbro, Hermansteinbergwerk. Im Augit Feldspat (?) und Flüssigkeitseinschlüsse im Kreuzschnitt. Vergrößerung 410 \times . + Nic.

6. Dasselbe, aber die Einschlüsse sind in lichter Stellung, der Augit ist dunkel. Stellenweise kann man auch am Bilde wahrnehmen, daß die Wände der die Einschlüsse enthaltenden Röhren mit Erz überzogen sind. Vergrößerung 440 \times . + Nic.

V. Tafel.

1. Dioritdiabas, Hermansteinbergwerk. Der zwischen den Andesinplatten auskristallisierte sehr wenige Augit ist größtenteils chloritisiert. 24 \times . + Nic.

2. Reibungsbrekziöser Gabbrodiabas, Hermansteinbgwk. Auf dem Bilde sieht man beinahe ausschließlich nur Augitgebrösel. 62 \times . + Nic.

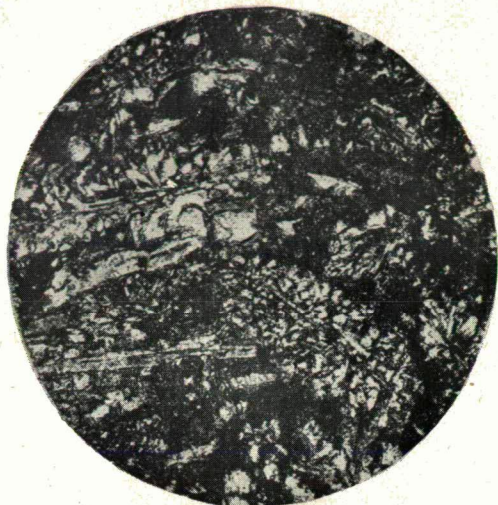
3. Dioritgabbro, Hermansteinbergwerk. Am oberen Teile mit Plagioklas zusammengewachsener Ilmenit, am linken unteren Teile mit ilmeniteinschlußhaltendem Augit (weiß) zusammengewobener Plagioklas. 24 \times . + Nic.

4. Gabbrodiorit, Hermansteinbergwerk. In feldspateinschlußhaltenden Ilmenit eingedrungener feldspateinschlußhaltender Augit. 24 \times . + Nic.

5. Dioritgabbro, Hermansteinbergwerk. In einem Teile mit Augit, im anderen Teile mit Feldspat zusammengewobener Ilmenit. Am linken oberen Teile neben dem Ilmenit sind im Augit regelmäßig ziehende Einschlußschwärme. 24 \times . 1 Nic.

6. Dioritgabbro, Hermansteinbergwerk. Gleich orientierte Teile des mit Augit verwobenen Ilmenits stehen in der Ebene des Dünnschliffes separat. 24 \times . 1 Nic.

Die Untersuchungen habe ich mit den Instrumenten der „Rockefeller Foundation“ durchgeführt.



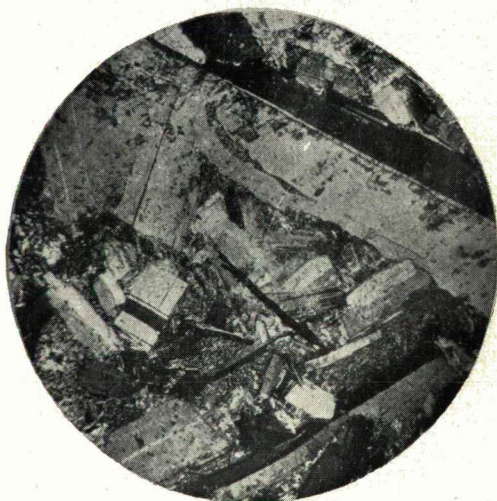
1.



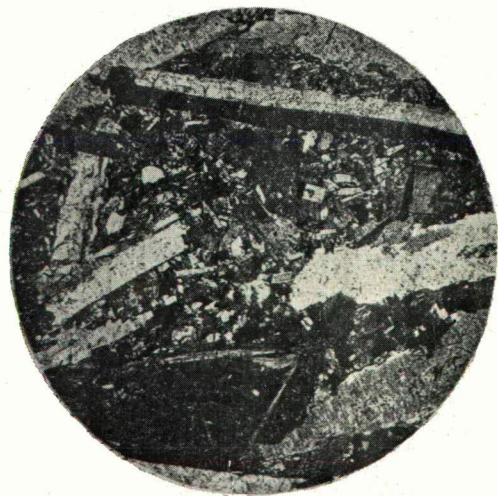
2.



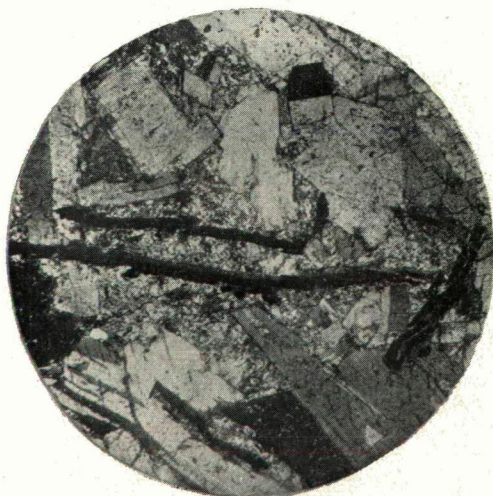
3.



4.



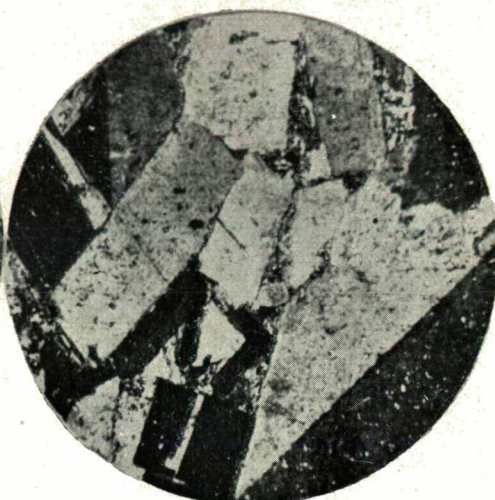
5.



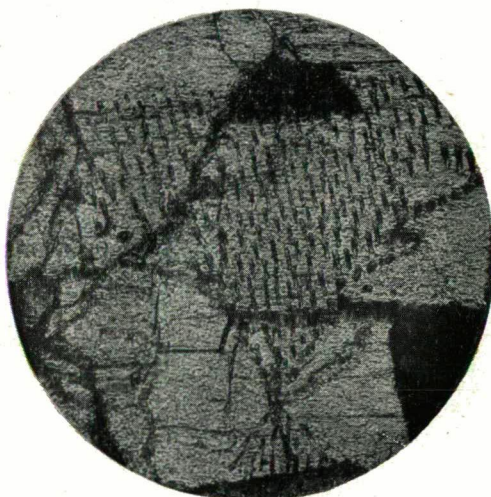
6.



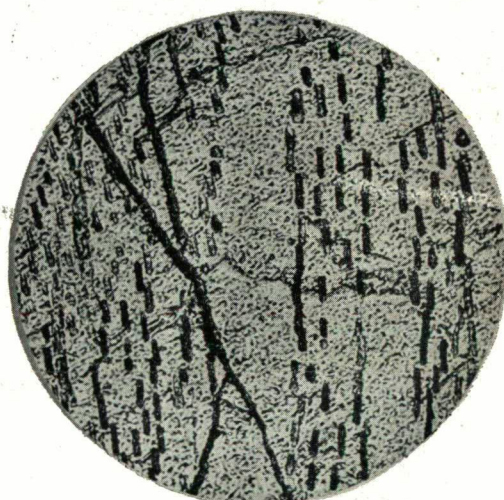
1.



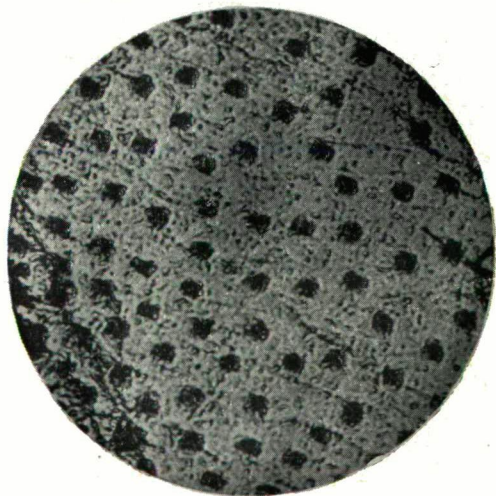
2.



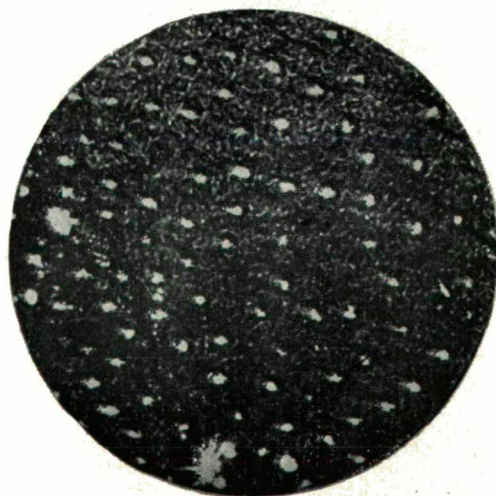
3.



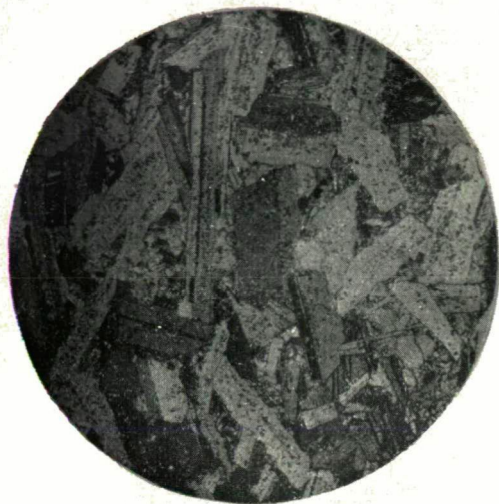
4.



5.



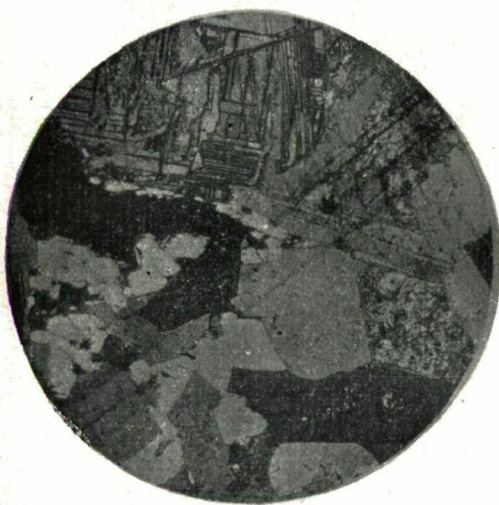
6.



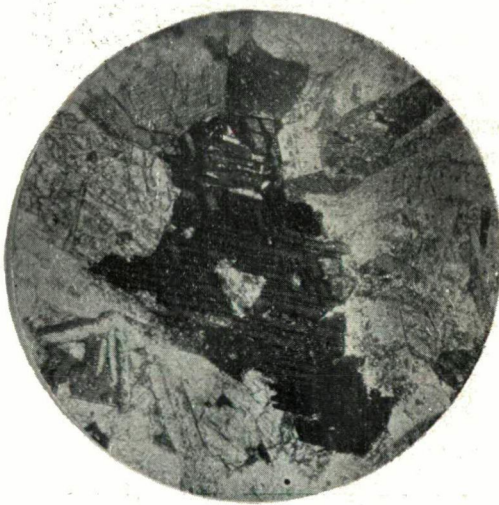
1.



2.



3.



4.



5.



6.

Über den Mechanismus der Monobromazetat- und Xanthogenationenreaktion.

Von Á. v. Kiss und I. BOSSÁNYI

1. Einleitung.

Zur eingehenden Untersuchung des Temperaturkoeffizienten der Neutralsalzwirkung haben wir Ionenreaktionen nötig gehabt, die mit gut messbarer Geschwindigkeit der stöchiometrischen Gleichung gemäss ungestört vor sich gehen. Nach Holmberg¹ reagieren die Xanthogenationen meisst glatt mit den Ionen der halogensubstituierten Karbonsäuren. Dabei entstehen in vorzüglichen Ausbeuten xanthogensubstituierte Säuren. Bei einer Reaktion von diesem Typus (bei der Monochlorazetat- und Xanthogenationenreaktion) wurde der Mechanismus der Reaktion schon von Holmberg² untersucht. Diese Reaktion konnte jedoch wegen ihres zu trägen Verlaufes unseren Untersuchungen nicht herangezogen werden. Wegen der grösseren Reaktionsfähigkeit der Monobromessigsäureionen ist unserer Wahl an die Reaktion dieses Stoffes mit den Xanthogenationen gefallen. Von dem Mechanismus dieses Vorganges möchten wir in den Folgenden berichten.

2. Die experimentelle Einrichtung und die Messmethode.

Die Versuche wurden in einem Jenaer Glaskolben ausgeführt. Aus dem Reaktionsgemisch wurde in entsprechenden Zeiten 25—50 cm³ Lösung herauspipettiert und in einem, mit einer entsprechenden Menge Salzsäure beschickten Erlenmeyer-

¹ B. Holmberg, Journ. prakt. Chem. (2), 71 (1905) 264. E. Biilmann, Liebigs Ann. 339 (1905) 351. E. Biilmann und E. H. Madsen, Liebigs Ann. 402 (1914) 331.

² B. Holmberg, Zeitschr. physik. Chem. 88 (1914) 385.

kolben hineingelassen. Nach 30 Minuten wurde der Überschuss der Salzsäure mit Barytwasser zurücktitriert.³ Mit mehreren später noch zur Rede kommenden Versuchen haben wir uns von der Zuverlässigkeit dieser Methode überzeugt.

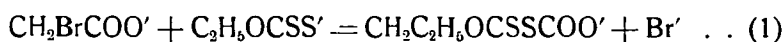
Bei der Bereitung der Kaliumxanthogenatlösung wurde die entsprechende Menge des Salzes abgewogen und in Messkolben eingetragen. Von der Monobromessigsäure wurde eine entsprechende Menge in Messkolben in wenig Wasser gelöst, mit kohlenaurefreier Kalilauge, Phenolphthaleine als Indikator benützt, genau neutralisiert und bis zur Marke aufgefüllt. Von dieser bekannt konzentrierten Lösung wurde dann eine entsprechende Menge in Messkolben eingetragen. Bei den mit Neutralsalzen ausgeführten Versuchen, war die Konzentration des Neutralsalzes in beiden Lösungen die gleiche.

Die Lösungen wurden immer frisch bereitet. Die vorgewärmten Reaktionslösungen wurden in dem in Thermostat befindlichen Reaktionsgefäß miteinander vermischt. Die Temperatur des Thermostaten war innerhalb 0,04°C konstant.

Die Bromessigsäure p. a. Kahlbaum-Schering wurde im Vacuum überdestilliert. Ihr Bromessigsäuregehalt hat sich für 99,6—99,9% ergeben. Das Kaliumxanthogenat puriss. Kahlbaum-Schering wurde zweimal aus absolutem Alkohol umkrystallisiert. Sein Xanthogensäuregehalt betrug 99,6. Alle beiden Stoffe wurden im Exsikkator über Chlorkalzium im Dunkel aufbewahrt. Alle übrigen benützten Stoffe waren p. a. oder purissimum Präparate von Merk oder Kahlbaum-Schering, die auf Reinheit, besonders auf Kupfer- und Eisengehalt untersucht und genügend rein gefunden, bzw. entsprechender Weise gereinigt wurden. Zur Bereitung der Reaktionslösung wurde aus einem Jenaer Glasgefäß nochmals überdestilliertes Wasser benützt.

Der Mechanismus der Reaktion und die Berechnung.

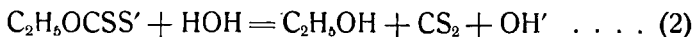
Die Reaktion sollte der stöchiometrischen Gleichung gemäss



bimolekular vor sich gehen. Als eine Störung der Reaktion ist

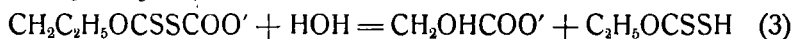
³ B. Holmberg, Zeitschr. physik. Chem. 88 (1914) 385, Ber. d. d. Chem. Ges. 46 (1913) 3853.

die hydrolytische Zersetzung der Xanthogenationen zu befürchten

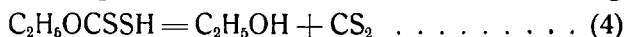


oder aber eine von Holmberg⁴ erwähnte, angeblich vom Luft-sauerstoff verursachte Zersetzung. Mit, der Kürze wegen hier nicht wiedergegebenen, Kontrollversuchen haben wir festgestellt, dass diese Zersetzungen bei den von uns benützten Temperaturen während der Versuchsdauer 1—2% ausmachen.

Es kann vorkommen, dass die gebildete Xanthogenessigsäure hydrolysiert



Wenn die freie Xanthogensäure zersetzt sich nach der Gleichung



genug rasch, so stört die Reaktion (3) die Analyse nicht, sonst erhält man höhere Werte für die unverbrauchte Xanthogen-säure. D. h. es wird ein langsames Abfließen der Reaktion (1) vorgetauscht.

Das Stattfinden bzw. Herausbleiben der Reaktion (3) wollten wir folgenderweise feststellen: Die schon titrierte Probe haben wir bei Seite gelegt. Nach längerer Zeit war nur ein sehr schwaches Sauerwerden zu beobachten. Ein andermal haben wir zu der einmal titrierten Probe wieder eine bekannte Menge Salzsäure gegeben. Nach längerer Zeit war kein Saurever-brauch zu beobachten. Dies weist darauf hin, dass die gebildete Xanthogenessigsäure die Analyse des Reaktionsgemisches (die Bestimmung der Menge der noch nicht reagierten Xanthogenationen) nicht stört.

Man kann auch die Reaktion:



erwarten. Dadurch wird das Reaktionsgemisch sauer. In sauer Lösung entsteht wieder Xanthogensäure, die nach der Gleichung (4) zersetzt wird. Weiterhin, wenn die gebildeten Glycol-säureionen gegenüber den Xanthogenationen sich als indifferent verhalten, wird die Reaktion (1) durch die Reaktion (5) ver-langsam.

⁴ B. Holmberg, Journ. prakt. Chem. (2), 71 (1905) 264. Zeitschr. physik. Chem. 88 (1914) 385.

Um zu sehen inwieweit die Reaktion (5) stören kann, haben wir die Geschwindigkeit dieser Reaktion gemessen. Diese, der Kürze wegen hier nicht wiedergegebenen, Versuche haben gezeigt, dass die Reaktion (5) so träge vor sich geht, dass sie bei den von uns benützten Temperaturen nicht stört. So kann man erwarten, dass die angeführten Nebenreaktionen den bimolekularen Verlauf der Reaktion (1) nicht stören werden.

Wenn die mol Anfangskonzentrationen der Monobromacetat-, bzw. Xanthogenationen mit a bzw. mit b und die bis zur Zeit t umgewandelte Stoffmenge mit x bezeichnet werden, so besteht die Gleichung:

$$dx/dt = k(a - x)(b - x) \dots\dots\dots 1$$

Mit der Integralform dieser Gleichung wurden die Versuche von der Zeit Null berechnet.

Wie ersichtlich (Tabelle 1, No. 1—7.) weisen die bimolekular berechneten Geschwindigkeitskonstanten keinen Gang auf. Ihr Absolutwert ändert sich aber mit der Anfangskonzentration der Reaktionskomponenten. So können die k -Werte zur Entscheidung des Mechanismus der Reaktion nicht benützt werden. Dazu sind die Brönstedschen⁵ von der Ionenstärke der

Tabelle 1.

t Min.	x	k	t Min.	x	k
No 1. $a = b = 0,0020$, 25° C.			No 7. $a = b = 0,040$, 25° C.		
0	0,000176	—	0	0,00986	—
40	0,000344	0,139	2,30	0,01377	0,215
160	0,000690	0,135	6,45	0,01879	0,216
245	0,000866	0,136	12,10	0,02304	0,213
370	0,001052	0,137	20,00	0,02683	0,214
483	0,001172	0,137	30,50	0,02996	0,218
Mittel: 0,137			Mittel: 0,215		
No 2. $a = b = 0,0050$, 25° C.			No 8. $a = b = 0,0020$, 15° C.		
0	0,000824	—	0	0,000050	—
57	0,001914	0,150	67	0,000176	0,0529
176	0,003024	0,153	175	0,000344	0,0520
231	0,003286	0,151	340	0,000556	0,0529
300	0,003548	0,153	590	0,000780	0,0520
410	0,003830	0,153	865	0,000966	0,0525
Mittel: 0,152			Mittel: 0,0526		

⁵ J. N. Brönsted, Zeitschr. physik. Chem. 102 (1922.) 119.

Tabelle 1. (Fortsetzung)

t Min.	x	k	t Min.	x	k
No 3. $a = b = 0,010$, 25°C .			No 9. $a = b = 0,0050$, 15°C .		
0	0,001210	—	0	0,000260	—
6,5	0,002015	0,174	80	0,001216	0,0609
15,0	0,002805	0,170	191	0,001980	0,0605
35,0	0,004185	0,168	300	0,002480	0,0604
65,0	0,005530	0,171	420	0,002876	0,0607
95,0	0,006355	0,168	522	0,003112	0,0609
125	0,006970	0,176	Mittel:		0,0607
155	0,007350	0,173			
Mittel: 0,171					
No 4. $a = b = 0,0150$, 25°C .			No 10. $a = b = 0,010$, 15°C .		
0	0,001690	—	0	0,002400	—
8,2	0,003920	0,184	13,5	0,002760	0,0686
20,0	0,006116	0,187	34,0	0,003425	0,0683
38,0	0,008036	0,180	60,0	0,004130	0,0691
60,0	0,009600	0,184	105	0,005065	0,0685
95,0	0,010980	0,183	230	0,006510	0,0686
Mittel: 0,184			Mittel:		0,0686
No 5. $a = b = 0,020$, 25°C .			No 11. $a = b = 0,0075$, 5°C .		
0	0,002977	—	0	0,000648	—
4,4	0,005150	0,196	60	0,001208	0,0251
12,5	0,007890	0,191	160	0,002080	0,0241
23,6	0,01052	0,198	260	0,002760	0,0250
46,8	0,01331	0,194	380	0,003324	0,0246
92,0	0,01582	0,196	503	0,003852	0,0255
Mittel: 0,195			Mittel:		0,0249
No 6. $a = b = 0,030$, 25°C .			No 12. $a = b = 0,010$, 5°C .		
0	0,00477	—	0	0,001060	—
2,45	0,00767	0,210	53	0,002050	0,0263
6,35	0,01113	0,210	147	0,003346	0,0262
14,40	0,01560	0,207	254	0,004375	0,0260
27,00	0,01951	0,206	284	0,005295	0,0264
40,00	0,02198	0,213	506	0,005910	0,0262
Mittel: 0,209			Mittel:		0,0262

Lösung unabhängigen h -Konstanten nötig. Zwischen h und k besteht die Beziehung:

$$\log k = \log h + B\sqrt{\mu} \text{ bzw. } B = \frac{2 \cdot 1,803 \cdot 10^6}{(DT)^{3/2}} \dots 2.$$

Hier bedeuten $1,803 \cdot 10^6$ ein Zahlenfaktor⁶ μ die Ionenstärke der Lösung nach Lewis.⁷ D die Dielektrizitätskonstante des Lösungsmittels.⁸ T ist die absolute Temperatur.

Tabelle 2.

$D = 79,2$, $B(\text{ber}) = 0,995$, $B(\text{gef}) = 1,19$, 25°C .

$a = b$	$\sqrt{\mu}$	k	h
0,0020	0,0633	0,137	0,119
0,0030	0,0775	0,142	0,119
0,0050	0,100	0,152	0,121
0,0075	0,122	0,161	0,121
0,0100	0,141	0,170	0,122
0,0150	0,173	0,184	0,124
0,0200	0,200	0,195	0,123
0,0300	0,245	0,200	0,119
0,0400	0,283	0,215	0,113

Da die Reaktion (1) zwischen gleichnamig geladenen Ionen vor sich geht, so wird sie eine positive kinetische Salzwirkung haben, d. h. wenn auch die Reaktion glatt bimolekular abläuft,

Tabelle 3.

$a = b$	0,0020	0,0030	0,0050	0,0075	0,0100
$\sqrt{\mu}$	0,0633	0,0775	0,100	0,122	0,141

$D = 86,4$, $B(\text{ber}) = 0,968$, $B(\text{gef}) = 1,23$, 5°C .

k	0,0210	0,0218	0,0234	0,0249	0,0262
h	0,0182	0,0186	0,0187	0,0190	0,0191

$D = 82,8$, $B(\text{ber}) = 0,995$, $B(\text{gef}) = 1,22$, 15°C .

k	0,0546	0,0570	0,0607	0,0645	0,0686
h	0,0473	0,0479	0,0485	0,0490	0,0499

⁶ Diesbetreffend siehe E. Hückel, Ergebnisse der exakt. Naturw. 3 (1926) 199.

⁷ E. N. Lewis und R. Randall. Thermodynamik, J. Springer, Leipzig 1922. S. 332.

⁸ Die D -Werte wurden nach der Interpolationsformel von E. P. Linton und D. Maas, Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 1865. berechnet.

werden die k -Werte mit wachsender Ionenstärke der Lösung zunehmen. Dies ist aus den Daten der Tabelle 1 zu ersehen. Zur Feststellung des Reaktionsmechanismus wäre es aber nötig, dass Gleichung 2 sogar quantitativ befolgt werde.

Die h -Werte bleiben jedoch nach den bei anderen Reaktionen gemachten Erfahrungen⁹ auch bei richtiger Wahl der Reaktionsgleichung höchstens bis zur Ionenstärke 0,02 von den Anfangskonzentrationen der Reaktionskomponenten unabhängig konstant. Bei noch grösseren Konzentrationen fallen die h -Werte kleiner aus. Wie ersichtlich (Tabellen 2 und 3) nehmen bei

Tabelle 4.

$a = 0,0150$, $b = 0,00495$ 25° C.

t Min.	x	k
0	0,001316	—
5	0,001704	0,167
12	0,002128	0,160
22	0,002591	0,156
37	0,003176	0,158
60	0,003776	0,157

Mittel: 0,160

Tabelle 5.

$a = 0,0050$, $b = 0,0150$, 25° C.

t Min.	x	k
0	0,00123	—
10	0,00201	0,174
30	0,00295	0,159
60	0,00387	0,165
100	0,00450	0,175
160	0,00490	—

Mittel: 0,170

5°, 15° und 25°C die h -Werte bis zur Ionenstärke 0,03 zu. Bei noch grösseren Konzentrationen bei 25°C ist schon eine Abnahme der h -Werte zu beobachten. Bei 5° und 15°C liegen einstweilen keine solche Versuchsdaten vor. Dies Benehmen der h -Werte bestätigt also den bimolekularen Verlauf der Reaktion. So bezwecken die nachher kommenden Auseinandersetzungen eher die Kontrolle der Brönstedtschen Theorie, bzw. der Gleichung 2, als die Begründung des Reaktionsmechanismus.

Eine noch anschaulichere Kontrolle der Gleichung 2 ist, dass man die $\log k$ -Werte gegen $\sqrt{\mu}$ aufträgt. Bei der Gültigkeit der Gleichung 2 sollen die Versuchsdaten an einer Gerade lie-

⁹ J. N. Brönsted und R. Livingston, Journ. Amer. Chem. Soc. 49 (1927) 435. A. N. Kappana, Journ. Indian Chem. Soc. 6 (1929) 45. V. K. La Mer Journ. Amer. Chem. Soc. 51 (1929) 3341. V. K. La Mer und R. W. Fessenden, Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 2351. C. V. King und M. B. Jakobs, Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1931) 1704. Á. v. Kiss und I. Bossányi, Zeitschr. anorg. allg. Chem. 191 (1930) 289. Á. v. Kiss und P. Vass Zeitschr. anorg. allg. Chem. 206 (1932) 196. Á. v. Kiss, I. Bossányi und P. Vass, Acta Chem. Phys. Min. Univ. Segediensis 3 (1933) 20.

gen und die Neigung (B) der Geraden sollte die theoretisch erwartete sein. Wie ersichtlich (Fig. 1) durch die Versuchsdaten kann wohl bei allen drei Temperaturen eine Gerade gezogen werden. Die Neigung dieser Geraden ist aber etwas grösser, als die theoretisch erwartete (Siehe die $B(\text{ber})$ - und $B(\text{gef})$ -Werte der Tabellen 2 und 3). Solch ein anomales Verhalten wurde schon bei anderen Reaktionen beobachtet.¹⁹

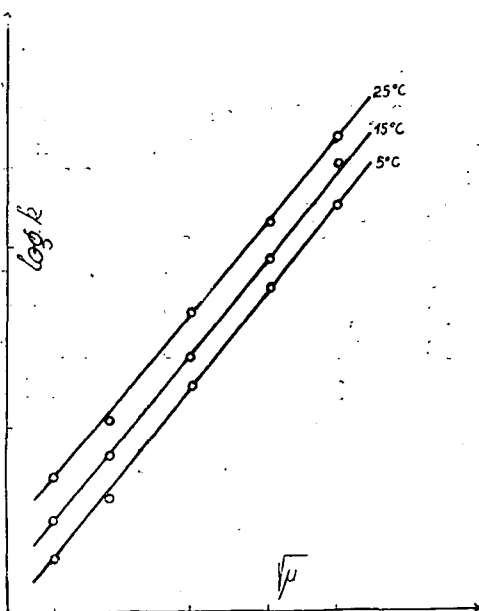


Fig. 1

Weiterhin sollte man bei gleicher Ionenstärke der Lösung von der relativen Konzentrationen der Reaktionskomponenten unabhängig die gleichen k -Werte erhalten. Wie ersichtlich bekommt man bei äquivalenten Konzentrationen der Reaktionskomponenten (Tabelle 1 No. 3) und beim Überschusse der Xanthogenationen (Tabelle 5) die gleichen k -Werte, beim Überschusse der Monobromazetationen fallen die Konstanten kleiner aus und nehmen am Ende der Reaktion ab (Tabelle 4). Dies lässt irgendeine Störung der Reaktion vermuten.

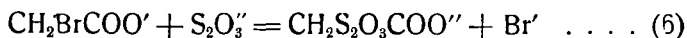
¹⁹ Siehe diesbetreffend die Literaturangaben unter 9.

Tabelle 5.

t Min.	x	k	t Min.	x	k
a = b = 0,0050, KNO ₃ = 0,010, 25° C.			a = b = 0,0020, KNO ₃ = 0,0160, 25° C.		
0	0,000364	—	0	0,000174	—
10	0,000708	0,173	33	0,000344	0,170
25	0,001116	0,167	62	0,000468	0,170
44	0,001540	0,167	131	0,000702	0,168
67	0,001992	0,174	188	0,000852	0,172
110	0,002516	0,170	245	0,000966	0,171
Mittel : 0,170			Mittel : 0,170		
a = b = 0,0050, Na ₂ SO ₄ = 0,00334, 25° C.			a = b = 0,0020, Na ₂ SO ₄ = 0,0534, 25° C.		
0	0,000320	—	0	0,000136	—
10,5	0,000692	0,172	11,3	0,000200	0,169
25,0	0,001080	0,164	29,0	0,000290	0,167
45,0	0,001588	0,176	60,0	0,000426	0,165
75,0	0,002020	0,162	120	0,000578	0,167
118	0,002580	0,169	160	0,000770	0,173
Mittel : 0,169			Mittel : 0,168		
a = b = 0,0020, Mg(NO ₃) ₂ = 0,00534, 25° C.			a = b = 0,0050, Mg(NO ₃) ₂ = 0,00334, 25° C.		
0	0,000148	—	0	0,000500	—
10,0	0,000204	0,168	12	0,000900	0,180
30,0	0,000306	0,168	32	0,001388	0,171
60,2	0,000438	0,174	60	0,001940	0,174
110	0,000634	0,175	100	0,002412	0,164
185	0,000834	0,171	140	0,002820	0,169
Mittel : 0,171			Mittel : 0,172		
a = b = 0,0020, MgSO ₄ = 0,0040, 25° C.			a = b = 0,0050, MgSO ₄ = 0,0025, 25° C.		
0	0,000164	—	0	0,000512	—
7,4	0,000204	0,164	9,25	0,000804	0,168
22,5	0,000284	0,169	24,0	0,001184	0,164
57,0	0,000442	0,171	42,5	0,001601	0,168
105	0,000612	0,167	63,5	0,001984	0,171
160	0,000770	0,168	91,0	0,002356	0,171
Mittel : 0,168			Mittel : 0,168		

Nach Brönsied sollte man auch dann die gleichen k -Werte erhalten, wenn die Reaktionskomponenten teilweise durch Neutralsalze von verschiedenem Typus so ersetzt werden, dass die Ionenstärke der Lösung dabei unverändert bleibt. Um die Richtigkeit dieser Folgerung der Theorie zu prüfen wurde die Ionenstärke des Reaktionsgemisches bei zwei verschiedenen ($a=b=0,0050$ und $a=b=0,0020$) Konzentrationen der Reaktionskomponenten durch KNO_3 , Na_2SO_4 , $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ und MgSO_4 auf 0,02 ergänzt. Wie ersichtlich (Tabelle 5) erhält man bei allen Versuchen innerhalb der Versuchsfehler die gleichen k -Werte. Die ist eine schöne Bestätigung der Gültigkeit der Brönstedschen Theorie bzw. der Gleichung 2.

Bei der Monobromazetat- und Thiosulfationenreaktion:



haben La Mer und Fessenden¹¹ beobachtet, dass in Gegenwart von mehrwertigen Ionen die Gleichung 2 sogar in stark verdünnten Lösungen ungültig wird. Da bei den beiden Reaktionen (Reaktion (1) bzw. Reaktion (6)) die Monobromazetationen ge-

Tabelle 6.

$\text{NaNO}_3 = 2,0$ mol. 25°C .

t Min.	x	k	t Min.	x	k
	$a = b = 0,010$.			$a = b = 0,0020$.	
0	0,002515	—	0	0,000280	—
4	0,003395	4,46	15	0,000458	4,47
9	0,004300	4,69	40	0,000664	(4,18)
15	0,005030	4,56	75	0,000898	4,35
22	0,005725	4,61	130	0,001116	4,23
31	0,006250	4,35	190	0,001286	4,31
	Mittel: 4,53			Mittel: 4,34	

meinsam sind, kann dies anomale Benehmen der Reaktion (6) der unregelmässigen Änderung der Aktivität der Thiosulfationen zugeschrieben werden.

Wenn die Konzentrationen der Thiosulfationen in einer als Lösungsmittel dienenden konzentrierten Salzlösung geändert werden, so bleibt die Ionenstärke der Lösung dabei unverändert. So kann man erwarten, dass in konzentrierten Salzlösun-

¹¹ V. K. La Mer und R. W. Fessenden, Journ. Amer. Chem. Soc. 54 (1932) 2351.

gen auch die Gleichung 1 gültig wird. So müsste man bei verschiedenen Anfangskonzentrationen der Reaktionskomponenten die gleichen k -Werte erhalten. Wie aus den Daten der Tabelle 6 ersichtlich, erhält man in 2,0 mol. NaNO_3 -Lösung beinahe dieselben k -Werte, wenn auch die Anfangskonzentrationen der Reaktionskomponenten auf das Fünffache gesteigert wurden.

Laut den oben Gesagten kann man behaupten, dass die Reaktion zwischen Monobromazetat- und Xanthogenationen mindestens bei 5°, 15° und 25°C der stöchiometrischen Gleichung gemäss glatt bimolakular vor sich geht. Sie ist also zur Untersuchung der eingangs gestellten Fragen geeignet.

4. Über den Einfluss der Temperatur auf die Geschwindigkeit der Reaktion.

Um zu sehen inwieweit die bei 5°, 15° und 25°C gewonnenen Versuchsdaten brauchbar sind, wurden die $\log k$ -Werte der Tabellen 2 und 3¹² gegen $1/T$ aufgetragen. (Fig. 2). Liegen die Versuchsdaten an einer Geraden, so ist man sicher dessen, dass bei allen Temperaturen die Geschwindigkeit ein und derselben Reaktion gemessen wurde.¹³

Tabelle 7.

a = b	5° C	15° C	25° C	5—15	15—25	A (5—15)	A (15—25)	A	H
0,0020	0,0120	0,0546	0,137	2,60	2,51	15200	15690	15420	10,451
0,0030	0,0219	0,0570	0,143	2,60	2,51	15220	15690	15450	10,492
0,0050	0,0234	0,0607	0,152	2,59	2,50	15160	15650	(15280)	10,390
0,0075	0,0249	0,0645	0,161	2,59	2,50	15140	15600	15410	10,516
0,0100	0,0262	0,0682	0,170	2,60	2,49	15580	15400	15400	10,531
Mittel:				2,60	2,50	15190	15640	15420	

Wie ersichtlich (Fig. 2) liegen bei allen Ionenstärken die Versuchsdaten ziemlich genau an einer Geraden.¹⁴ So ist man sicher dessen, dass bei den benützten Temperaturen die Reaktion durch Nebenvorgänge merklich nicht gestört wurde.

¹² Einige k -Werte dieser Tabellen wurden nach dem $\log k - \sqrt{\mu}$ Zusammenhange korrigiert. Diese Korrektur macht aber nicht mehr als 1—2% aus.

¹³ C. N. Hinshelwood, Kinetik gasf. Systeme, Akad. Verlagsg. Leipzig (1928) S. 33.

¹⁴ Der Übersichtlichkeit wegen wurden die Versuchsdaten — die zu den kleinsten Konzentrationen gehörigen ausgenommen — längs der Koordinatenachse verschoben.

Das jetzt Gesagte weist auf die Gültigkeit der Arrhenius-
schen Gleichung

$$\log k = -A/4,571 T + H \dots\dots\dots 3.$$

hin. Die nach Dieser Formel berechneten A- und H-Werte fin-

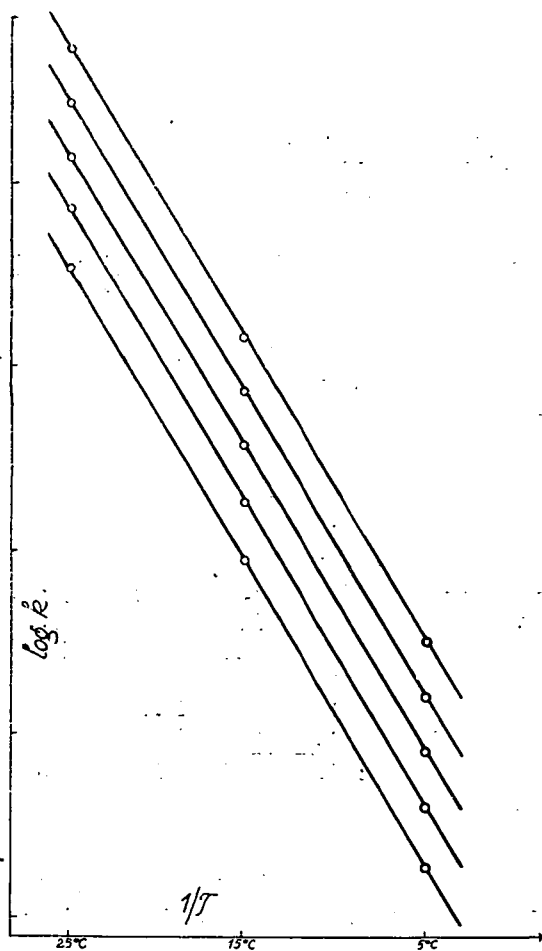


Fig. 2.

det man in der Tabelle 7.¹⁵ Wie ersichtlich in stark verdünnten
Lösungen bleibt A konstant. Darauf weist schon der Umstand
hin, dass die $\log k$ - $1/T$ Geraden miteinander parallel laufen. Im

¹⁵ Zur Berechnung dienten die, unter 12. erwähneter Weise korrigier-
ten, k-Werte.

mittel erhält man für die Aktivierungsarbeit der Reaktion 15420 calorien. Wenn die Aktivierungswärme der Reaktion zwischen den Temperaturen 5° — 15° und 15° — 25° berechnet wird, erhält man im Mittel 15190 und 15640 calorien. D. h. die Aktivierungswärme der Reaktion nimmt der Temperatur etwas zu. Eben dieses Verhalten macht es wünschenswert, dass die Geschwindigkeit der Reaktion auch bei höheren Temperaturen untersucht werde. In der Hinsicht sind Versuche im Gange.

Die nach der Formel $k(t+10)/k(t)$ berechneten van t'Hoff'schen Temperaturkoeffizienten findet man in der Tabelle 7. Wie ersichtlich hat der Temperaturkoeffizient den normalen Wert und er nimmt mit der Temperatur etwas ab.

5 Die Mediumwirkung.

Bei der Monobromazetat- und Thiosulfationenreaktion¹⁶ wurde in konzentrierten Salzlösungen kein einfacher Zusammenhang zwischen $\log k$ und Salzkonzentration gefunden. Um die Ursachen dieser Erscheinung aufzuklären zu können ist es nötig, dass auch andere Reaktionen der Monobromazetationen auf ihre Neutralsalzwirkung untersucht werden. Zu dem Zwecke haben wir bei der besprochenen Reaktion bei 25°C auch in konzentrierten Salzlösungen Versuche ausgeführt. Aus früher erwehten Gründen¹⁷ konnten nur die Nitraten und Sulfaten einiger

Tabelle 8.

$a = 0,010$, $b = 0,00992$, 25°C .

t Min	x	k	t Min.	x	k
$\text{KNO}_3 = 3,0 \text{ norm.}$			$\text{Mg}(\text{NO}_3)_2 = 3,0 \text{ norm.}$		
0	0,002440	—	0	0,002165	—
3,4	0,003325	5,22	4,4	0,003345	5,22
9,0	0,004415	5,26	9,0	0,004260	5,24
15,0	0,005240	5,26	15,0	0,005105	5,18
22,0	0,005960	5,32	23,0	0,005940	5,24
30,0	0,006510	5,23	30,0	0,006940	5,33
Mittel: 5,26			Mittel: 5,24		

¹⁶ A. v. Kiss und P. Vass, Zeitschr. anorg. allg. Chem. 209 (1932) 236.

¹⁷ A. v. Kiss und P. Vass, Zeitschr. anorg. allg. Chem. 209 (1932) 236.

Tabelle 8 (Fortsetzung)

t Min.	x	k	t Min.	x	k
MgSO ₄ = 1,0 norm.			Na ₂ SO ₄ = 3,0 norm.		
0	0,00267	—	0	0,004015	—
5,0	0,003495	3,50	4,25	0,005090	8,74
10,5	0,004280	3,70	9,00	0,005930	8,88
21,0	0,005260	3,60	14,50	0,006600	8,93
30,0	0,005910	3,66	22,00	0,007215	8,91
45,0	0,006620	3,61	31,00	0,007715	8,94
60,0	0,007160	3,67	Mittel: 8,88		
Mittel: 3,65					

Tabelle 9.

a = 0,010, b = 0,00992, 25° C.

Salz.	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	norm.
MgSO ₄	3,65	5,37	7,55	—	—	—	
Mg(NO ₃) ₂	3,30	4,77	5,24	5,91	—	—	
Na ₂ SO ₄	3,82	5,93	8,88	—	—	—	
KNO ₃	3,59	4,80	5,26	—	—	—	
NaNO ₃	3,24	4,53	5,60	6,39	7,00	8,22	

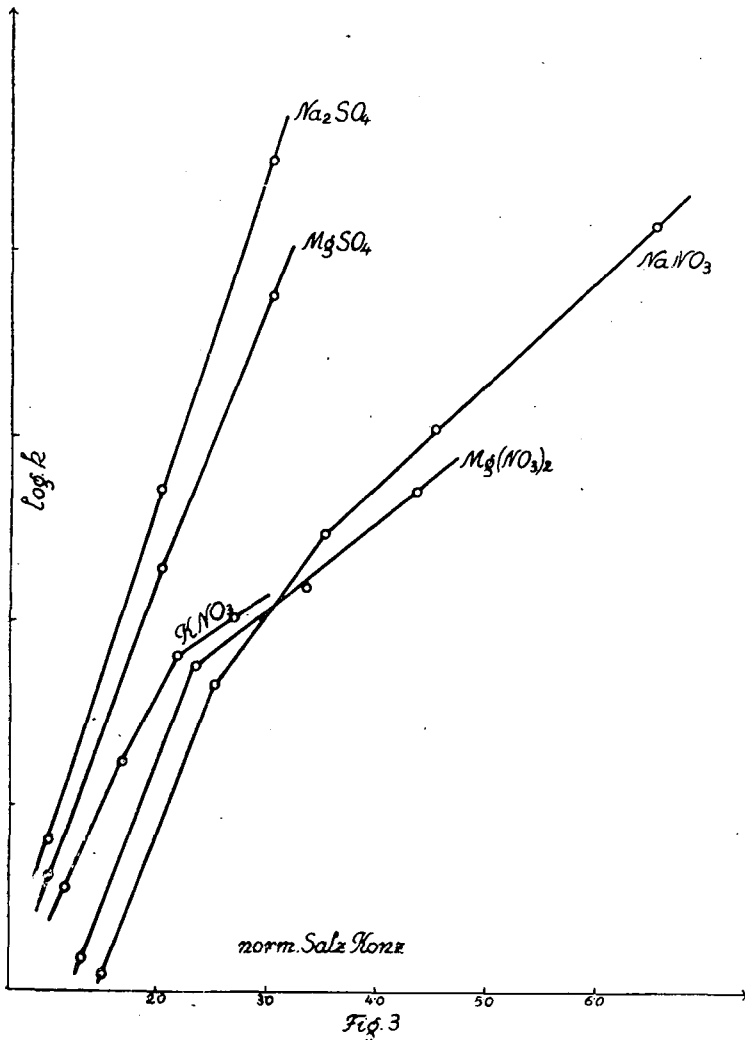
Kationen benutzt werden.

Wie aus den Daten der Tabelle 8 ersichtlich, weisen in KNO₃, NaNO₃, Na₂SO₄ und Mg(NO₃)₂-Lösungen die k-Werte keinen Gang auf. Ein Zeichen dafür, dass der Mechanismus der Reaktion nicht geändert wurde.¹⁸ In konzentrierten MgSO₄-Lösungen (von 3,0 norm an) haben wir abfallende k-Werte erhalten. Die Ursache dieser Störung können wir einstweilen nicht angeben, da Mg(NO₃)₂ sich normal verhalten hatte.

Wenn die log k-Werte gegen die norm Salzkonzentrationen aufgetragen werden (Fig. 3), so erhält man keinen einfachen Zusammenhang. Bei Na₂SO₄ und MgSO₄ haben die Kurven eine schwache, bei KNO₃ und MgSO₄ eine starke Neigung gegen die Abszissenaxe. Bei NaNO₃ liegen die Versuchsdaten von 3,0 norm Salzkonzentration angefangen an einer Gerade. Diese ganz spezifische reaktionsbefördernde Wirkung der ge-

¹⁸ Der Kürze Wegen wird bei jedem Neutralsalze nur ein Versuch in Extenso widergegeben. Bei den übrigen werden in der Tabelle 9 nur die Mittelwerte der Geschwindigkeitskonstanten tabellarisch zusammengestellt.

nannten Neutralsalze kann einstweilen keiner Weise erklärt werden. Es ist auffallend, dass die Sulfaten eine viel grössere beschleunigende Wirkung ausüben, als die Nitrate.



Zusammenfassung.

Es wird die Geschwindigkeit der Monobromazetat- und Xanthogenationenreaktion ohne Salzzusatz und in verschiedenen konzentrierten Lösungen einiger Neutralsalze gemessen. An Hand dieses Versuchsmaterials wird gezeigt, dass die Reaktion der stöchiometrischen Gleichung gemäss bimolekular vor sich geht.

Es wird gezeigt, dass die Brönstedtsche Theorie in jeder Hinsicht befolgt wird.

Es wird gezeigt, dass die Brönsted-Debye-Hückelsche Gleichung nur mit gewisser Annäherung befolgt wird.

Aus den bei 5°, 15° und 25°C erhaltenen Versuchsdaten wird die Aktivierungsarbeit der Reaktion berechnet und im Mittel für 15420 cal gefunden.

Es wird gezeigt, dass die Gültigkeit der Arrheniusschen Gleichung bei der Reaktion aufrecht steht. Dementsprechend ändert sich zwischen 5° und 25°C die Aktivierungsarbeit der Reaktion nur wenig mit der Temperatur.

Für die van t'Hoff'schen Temperaturkoeffizienten wurden zwischen 5°—15° und 15°—25° im Mittel die Werte, 2,60 und 2,50 erhalten.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Auch an dieser Stelle möchten wir dem Rockefeller-Fonds für die Unterstützung dieser Arbeit bestens danken.

Szeged (Ungarn) 2. Chem. Inst. der Universität. Januar 1934.

Étude sur le rôle du quartz dans les roches de la partie orientale de la Petite-Fatra.

— (Avec une planche microphotographique.) —

Par M. A. VIDACS.

Depuis plusieurs années nous étudions le granit du centre de la montagne de Petite-Fatra (Malá Fatra), tant sur le terrain qu'au laboratoire.¹⁾ Nous en avons spécialement examiné la partie orientale, à partir de la commune de Parnica d'Arva: régions de Hradiska-Pass (au nord de Kralován), de Kyčera, de Suchy-vrch, de la vallée de Suttó et des hauteurs de Meckovo et de Čerljaz. (1101 m.)

I. On y trouve beaucoup de *granit à deux micas* et des *granits biotitiques*, qui sont coordonnés. Souvent ces roches à grains moyens sont assez pressées. Le feldspath s'y présente sous forme d'hypidiomorphe grenue de grandeur de 1,5 à 1,8 mm, surtout d'oligoclasandesine ($Ab_{75} An_{25}$), parfois d'oligoclase, d'orthose et de microcline. On y trouve rarement le maclé, plus fréquemment l'albite à maclé, puis le maclé de Carlsbad, et le microcline en treillage de maclé. Il n'est pas rare de trouver des maclés qui sont pressés, parfois même des enclaves perthitiques, micropegmatitiques et myrmékitiques. Les inclusions primaires des feldspaths sont les suivantes: le zircon, l'apatite, la muscovite, la biotite et dans la limite de la vallée de Bystricka se trouve l'hématite, souvent, matière colorante. Le feldspath montre souvent une altération surtout il est sericitisé. — Plus tard nous ferons connaître le rôle du quartz. — La biotite accumulée çà et là, a une espèce de mero-

¹⁾ VIDACS: Adatok a Kis-Fáttra közettani ismeretéhez. Acta chem. min. et phys. Tom. III. fasc. 1—2. Szeged, p. 1—19.

xène et elle est chloritisée. Proportionnellement c'est le plus frais des granits de la vallée de Suttó. C'est le rutile qui est son inclusion, parfois dans une enclave de sagénite. Au voisinage de la biotite, particulièrement dans le granit des environs de la carrière de Kralován et encore dans quelques granits de la vallée de Suttó, on trouve parfois l'épidote (pistazite). Il faut mentionner, — comme une partie composante primaire, — de la magnétite et de la pyrite, — comme une partie composante secondaire, — du caoline, de la calcite, de la magnétite et de la titanite.

II. *La pegmatite du granit*. Son feldspat possède une espèce d'albite et de microline de grandeur de 3 à 8 cm. Ce dernier a une belle structure en treillage. Parfois le quartz se trouve sous forme de racine, qui suit la direction de clivage du feldspath, mais les normales enclaves pegmatitiques sont plus fréquentes. Dans quelques lieux la muscovite constitue des nids. Les autres minéraux sont: la biotite et la tourmaline.

III. *L'arcose granitique* se présente aux bords du massif. Les grains du quartz prédominant se sont allongés, ou se sont moulus et nous les trouvons dans les groupes. La quantité de feldspath est d'environ un tiers du quartz, avec des formations à maclés de lamelles denses et avec une altération très forte, sous l'effet de la pression. Ses espèces sont les mêmes que dans le granit. Souvent on trouve ici de la micropegmatite et de la myrmekite. La muscovite est assez fraîche, mais elle est fortement cataclastique. On ne peut constater que des traces de biotite.

IV. *La quartzite* suit les lignes de fracture aux bords de la masse de granit. Le plus vraisemblablement elle est de l'âge du trias inférieur.²⁾ La grandeur de grain, — auprès du granit, — est de 0,8 à 2 mm; plus loin (en allant vers les bords du granit) elle est moindre que 0,8 mm. — (Plus tard nous en traiterons plus abondamment.) — Ça et là se manifeste aussi la muscovite dans la quartzite, comme une partie composante essentielle.

A la périphérie du noyau de granit nous n'avons trouvé nulle part la zone contactée. Les effets dynamiques postérieurs ont joué un rôle très im-

²⁾ A. MATEJKA: La partie orientale de la Malá Fatra. Knihova Stát. Geol. Úst. Č. S. R. sv. 13. Praha, 1931. p. 304.

portant dans le massif. Ses symptômes sont les suivants: le pressurage général, lamellation à maclé de pressurage du feldspath et la séricitisation, l'extinction onduleuse fréquente du quartz, même la cataclase plus forte du quartz, l'épidotisation de la biotite et le froncement des lamelles de muscovite, etc. La microcline, la myrmékite et la muscovite primaire³⁾ sont très caractéristiques du granit de la Haute-Tatra, mais il y en a beaucoup plus dans la Petite-Fatra.

Examinons maintenant le rôle du quartz:

Pour constater le *pourcentage du quartz*, — sur la base d'images microscopiques, — mettons la proportion arithmétique des mesures volumétriques, que nous avons faites sur le granit; le résultat est que le quartz du granit de la Petite-Fatra collabore pour 36,5% à la formation de la roche. Pourtant ce résultat est très variable dans quelques lieux. Les limites sont de 28,3% et de 44,3%. Si l'on compare la valeur moyenne avec la quantité du quartz de quelques granits centraux de la Tatra, nous obtenons le tableau suivant:

<i>Petite-Fatra (vallée de Kralován)</i>	—	—	36,3%
d'Ornak (Jaskólsky) ⁴⁾	—	—	34,2%
Goryczkowa (Morozewicz) ⁴⁾	—	—	33,4%
Trzydniowianski (Jaskólsky) ⁴⁾	—	—	32,5%
Kosista (Morozewicz) ⁴⁾	—	—	27,0%

Ainsi trouve-t-on une plus grande quantité de quartz dans le granit de la Petite-Fatra que dans celui de la Tatra située presque auprès de la Petite-Fatra. Si l'on considère les parties extrêmes, — qui sont plus riches en quartz, — nous constatons que la proportion de quartz granitique de la Petite-Fatra est 40%, en valeur moyenne.

La grandeur des grains est très variable. Nous pensons que celle-ci dépend d'agents physiques. La preuve en est que le quartz des roches, qui se trouvent à l'intérieur du massif, forme des grains plus grands que celui des parties périphériques. Les diamètres des grains sont plus grands, où une cristallisation

³⁾ J. TOKARSKI: Próba syntezy dot. wyn. badań. petrogr. gran. tatr. Kosmos, Czasopismo, LI. z. 1—4. Lwów, 1926. p. 468—487.

⁴⁾ S. JASKÓLSKI: Les Amphibolites de Monts Tatra. Bull. int. de l'Acad. Polnaise classe d. sc. math.-nat. No 3—4 A. Cracovie, 1924. p. 110—111.

tranquille était possible. Dans ces lieux la dimension moyenne oscille entre 0,5 et 0,8 mm. Nous en trouvons (en allant vers Kralován) à 150 m de la barrière du chemin de fer de Djerova et dans la carrière de granit de Kralován, enfin dans les roches de la vallée de Suttó. Dans ce dernier lieu, la grandeur du grain varie aux environs de la plus grande limite donnée, même par endroits la grandeur moyenne est de 1,1 mm. Le diamètre moyen des grains oscille entre 0,3 et 0,6 mm. dans les parties périphériques du massif. On trouve la même grandeur du grain dans les environs de la coupure du chemin de fer de Djerova et encore sur la pente septentrionale du défilé de Hradiška, où passe la voie ferrée de Kassa-Oderberg (Kosice-Bohumín). Sur les périphéries, particulièrement dans la direction de la ligne de fracture, qui est de l'âge de la Haute-Craie septentrionale, où l'on trouve pour la première fois le granit sur la partie du nord de la montagne, les grains de quartz se sont brisés, ou au moins encore se sont formés une couronne de débris au bord des grains, sous l'effet des agents orogénétiques. On ne peut guère exprimer la grandeur de grain de telles parties du quartz avec une valeur moyenne. La grandeur moyenne de grain de ces plus petits morceaux de débris est de 0,15 mm. et celle des parties extrêmes oscille entre 0,4 et 0,5; parfois on trouve aussi ces deux grandeurs de grains sans transition dans les mêmes lieux. Ces parties des roches, où l'on trouve le quartz régénéré, — nous donne une image plus égale. Ici, le diamètre oscille entre les limites moyennes de 0,08 à 0,2 mm., avec des transitions graduelles parmi les grandeurs différentes de grains. Le quartz est de même grandeur dans l'arcose et les quartzites, qui se trouvent dans la direction de la partie septentrionale du massif, enfin il a la même grandeur dans le granit phyllitique, qui est au bord sud-ouest de la commune de Parnica.

L'état de conservation:

A l'égard de la conservation on divise le quartz en trois groupes: 1. Le quartz intact; les grains s'en sont conservés dans un état primitif, ainsi qu'il se sont formés à l'occasion du développement du magma. 2. Le quartz mécaniquement déformé, sous l'effet de la pression ou du moulage. 3. Le quartz régénéré (récrystallisé).

1. *Le quartz intact* est rare. Tels sont les grains du quartz granitique, qui ont des orientations optiques, tout à fait unies à l'intérieur d'un grain, qui ne montrent pas d'extinctions onduleuses, qui sont séparés par une limite nette des grains voisins de la roche et qui ne sont pas accompagnés d'une couronne de débris; la ligne de fracture n'est pas visible dans ces grains. La forme de ce grain est à peu près isométrique, ou au moins encore la direction allongé n'est pas parallèle aux grains voisins. La structure du quartz intact est généralement granitique. Les grains xénomorphiques s'articulent surtout par des dentelures, mais nous y trouvons aussi la structure en nid d'abeille dans une quantité coordonnée. Très rarement se manifeste aussi le quartz dans les grains d'idiomorphes, ou dans la forme de la bipyramide rondelette comme inclusion il est en dedans du feldspath. Souvent le quartz du facies des filons pegmatitiques du granit remplit des creux apparents, à l'intérieur des cristaux individuels du feldspath quand il montre parfois une plus petite extinction onduleuse.

Quant à l'expansion locale du quartz intact, on peut dire qu'en sus des environs des lignes de fractures du massif, on le trouve dans plusieurs lieux de la montagne, mais la quantité en est si petite qu'on ne peut guère la prendre en considération, auprès de la masse du quartz déformé. Le plus souvent nous l'avons trouvé dans la vallée de Kralován, vers le débouché de la vallée de Bystřicka et encore dans les parties supérieures de la vallée de Suttó.

2. *Sous les effets dynamiques s'est déformé le quartz*, et il se manifeste en si grande quantité et sous des formes si variées que nous avons dû le soumettre à de nombreux examens. A la suite de l'observation nous avons trouvé les deux groupes suivants:

A) Le quartz pressé, — sur lequel n'est perceptible que l'effet de la pression; mais où nous ne voyons pas encore de symptômes de mouvements, — est un phénomène général dans le noyau du granit de la Petite Fatra. Selon le degré du pressurage le quartz se groupe en quatre types:

a) Le quartz pressé, — sans treillage, c'est à dire qui a une égale orientation optique, — est très rare. C'est la structure parallèle, qui trahit le pressurage de celui-ci, mais l'extinction

est simultanée dans l'expansion totale du grain. (Piezokristallisation.) On trouve le même quartz dans la roche de la partie supérieure de la carrière de granit de Kralován et dans la roche de la pente sud-est de la montagne de Suchy-vrch.

b) Le quartz extinctif onduleuse se trouve dans toutes les parties du territoire étudié. Il a des degrés et des variations très différents. L'extinction passe au travers du grain sous forme d'une raie solitaire, ou de deux raies parallèles, qui sont ordinairement perpendiculaires sur la structure parallèle de la roche (p. ex.: le quartz aux bords du massif de granit); parfois elle se montre à peu près concentriquement sur le grain (p. ex.: le quartz granitique dans la partie inférieure de la carrière de Kralován); enfin nous la voyons tout à fait irrégulièrement, à la fois sur plusieurs points du grain (p. ex.: arcose du granit et granits fracassés de Djerova). A coup sûr ces variations ont été formées sur le granit par l'agents dynamiques et particulièrement par les directions de ceux-ci.

c) Parfois le quartz individuel, — qui est généralement cohérent, — se montre entre les nicoles croisés, comme l'amas des grains, qui polarisent différemment. Ce phénomène est rare dans les parties intérieures du massif granitique, mais dans la direction de la ligne de fracture du nord, il est plus fréquent.

d) Parfois sous l'effet de la pression, le grain du quartz se divise en plusieurs parties optiquement et aussi mécaniquement; les particules sont séparées par des lignes de clivage, qui sont reconnaissables par un nicole. On en trouve tel quartz cataclasique à la périphérie du massif granitique et dans la direction des lignes de fractures et souvent à un tel degré qu'il est très difficile de faire différence entre le granit et quelques variations d'arcose. C'est un phénomène général dans l'arcose qui se trouve aux périphéries et dans les quartzites, qui suivent la ligne de fracture.

Plusieurs points de ces deux cas nous conduisent:

B) au type du quartz moulu, où l'on constate déjà des phénomènes de mouvements, ainsi qu'aux bords, ou à l'intérieur du cristal, — pressurage et le frottement avec les grains voisins ont produit des fissures, des morcellements et des mouvements des parties fracassées. Quant au degré du moulage, le quartz se groupe en trois types:

a) Le quartz, avec une structure en enduit, se trouve dans l'arcose, aux bords du noyau du granit.

b) En revanche le quartz de brèche est rare dans l'arcose, mais il est plus fréquent dans la quartzite qui est auprès de l'arcose.

c) Nous trouvons du quartz tout fracassé: sur la ligne de cassure du nord, dans la direction des lignes de glissement, ou tout près de ceux-ci et dans le granit de glissement et le granit vert, qui est autour du sémaphore du chemin de fer de Djerova. Ce sont des grains très petits et presque isométriques, qui caractérisent le type du développement le plus grand du quartz cataclastique: entre les grains nous ne trouvons pas trace de récrystallisation.

Après avoir traité les déformations dynamiques, il faut mentionner que dans quelques lieux (p. ex.: granit pressé de la vallée de Suttó) se montre une rayure à maclé en translation. Le placement des raies à maclés est rare, les extinctions sont les mêmes et ces raies sont ordinairement subtiles.

3. Le plus souvent les grains du *quartz régénéré* sont très petits, avec des mesures presque égales. La texture de ces grains est unie et se joignent exactement l'un l'autre par leurs bords fortement dentelés. La forme de ceux-ci s'est allongée parallèlement. Ainsi même la régénération s'est faite sous le pressurage. Il est intéressant de constater que le plus fréquemment les constantes optiques de quelques grains sont dirigées obliquement à cette direction allongée. Suivant la ligne de cassure du nord nous avons trouvé tel quartz régénéré dans les granits sont pressés comme l'ardoise, avec une grandeur moyenne du grain de 0,2 mm, tandis que la quartzite proche est très fine: son grain est de 0,04 à 0,08 mm.

La couleur du quartz de ces roches de la Petite-Fatra est fort variée. Le quartz granitique pressé, qui se trouve dans les parties intérieures du massif, est gris fumée, clair. Les grains des quartz sont blancs ou verts pâles aux zones de granit pressé; tandis que dans l'arcose ils ont des nuances jaunâtres ou brunâtres à cause de l'infiltration d'oxyde de fer. Dans les quartzites nous trouvons encore une nuance rosâtre. Il n'est pas rare que la matière colorante s'est agglomérée dans quel-

qués granis à l'occasion de la récrystallisation, c'est à dire qu'elle s'est devenue une inclusion.

Le quartz a un *reflet* gras qui est plus ou moins fort. Si le quartz s'est déformé, il n'a guère de reflet. Parfois il est tout à fait mat.

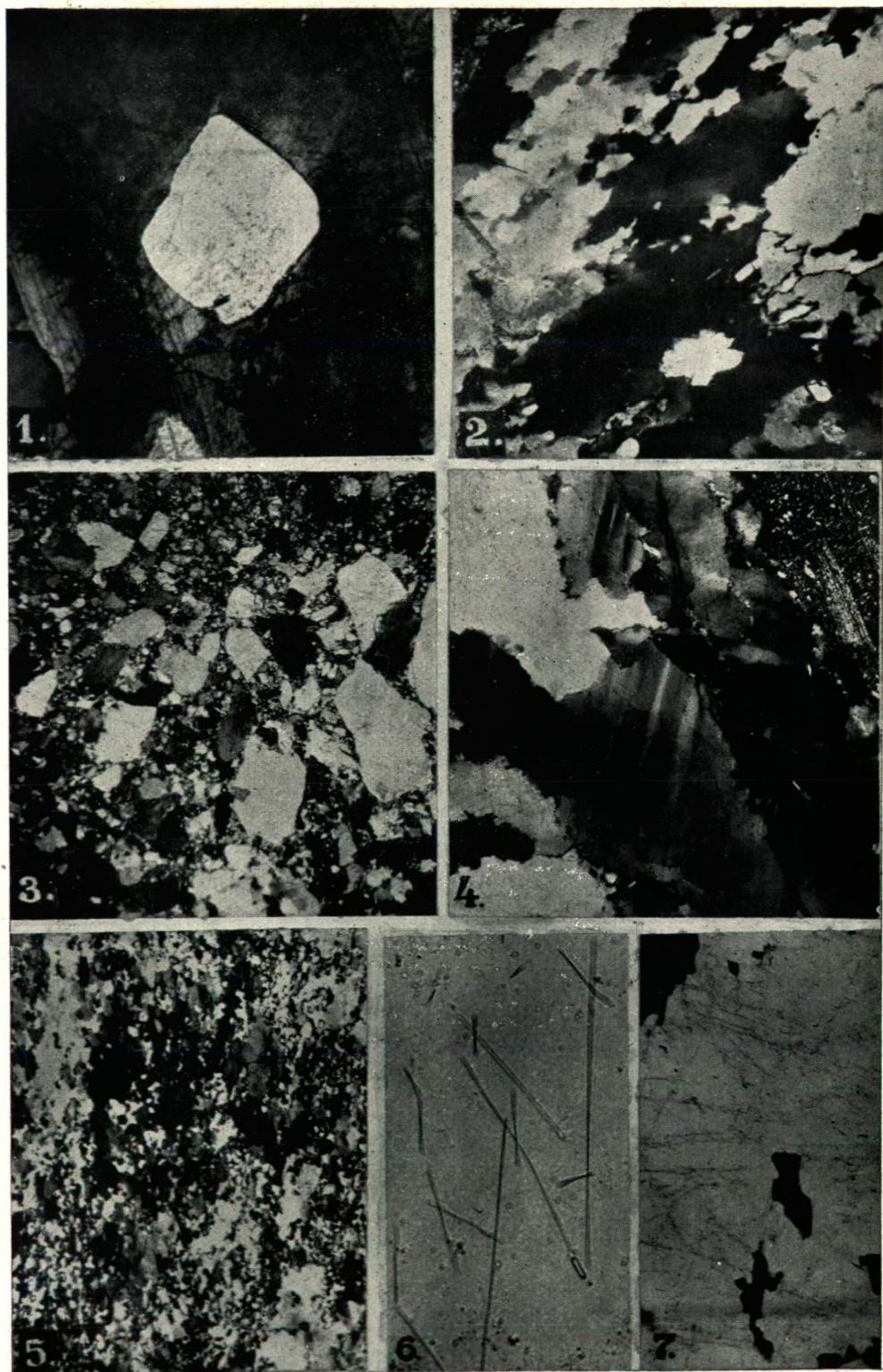
La variation de la *transparence* va avec la variation de la couleur et avec celle de reflet: le quartz intact est transparent tandis que le quartz parfaitement moulu est intransparent.

La surface de *fracture* est inégale et rude. La fracture en coquille caractéristique du quartz ne paraît pas; même avec une loupe à main n'est visible que la surface dure. Telle est la surface de fracture du quartz intact. La surface de fracture devient plus fine parallèlement à la déformation, parfois elle devient semble au clivage.

L'enclave du quartz avec le feldspath est très fréquente surtout dans l'arrose granitique. Mentions d'abord la myrmékite, („quartz vermiculé“, LACROIX) dans laquelle les branches radiées du quartz pourtant le feldspath, où la proportion moyenne de la plagioclase de la myrmékite et celle du quartz est 4:1. La pegmatite et la micropegmatite sont assez rares. Les branches du quartz sont plus ou moins parallèles et denses. La proportion parmi l'orthose de la micropegmatite et du quartz est environ 2:1.

Généralement le quartz granitique de la Petite-Fatra est assez pauvre en *inclusions*, sauf en quelques lieux, où l'on trouve des très petites inclusions liquides, gazeuses et indéterminées dans une grande quantité. Elles s'ordonnent sous forme de raies parallèles. Nous avons constaté que les lignes des inclusions traversent plusieurs grains du quartz. Dans le quartz le rutil est plus rare; sur ses plus petits cristaux nous avons trouvé des enclaves à maclés coudées. Parfois nous trouvons enfermée la muscovite sous forme de plus grandes lamelles. Enfin on y rencontre les colonettes trapues du zircon, parfois des cristaux d'apatite et des grains de minerai de fer. Dans le quartz des arcoses est plus fréquent le zircon, qui souvent s'est cataclastisé. Ce sont les quartzites qui sont les moins nombreuses dans les inclusions.

Évidemment le quartz nous donne l'image fidèle des effets mécaniques, qui ont touché la roche. Les recherches du quartz



de la Petite-Fatra attestent aussi la fixation générale ci-dessus, c'est à dire les effets dynamiques postérieurs ont joué un grand rôle dans le noyau cristallin de la montagne.

*

Ce travail était achevé à l'Institut de Minéralogie et de Géologie de l'Université de Szeged. Les recherches, tant au laboratoire que sur le terrain, ont été rendu possibles, grâce à l'aide de la Foundation Rockefeller. Nous offrons ici le tribut de notre gratitude au directeur de l'Institut, Monsieur le Professeur S. de SZENTPÉTERY, qui non seulement nous a aidé de ses conseils et a mis à notre disposition les instruments, mais encore nous a procuré la possibilité de nous livrer à des recherches sur le terrain.

Szeged, janvier 1934.

Explication de la planche.

1. Inclusion du quartz dans l'orthose, dont la position montre l'orientation, visiblement c'est une quartz porphyrique.
Granit, vallée de Kralován.
+ Nic., 50 X.
2. Quartz pressé en grains allongés.
Arcose de granit, vallée de Kralován.
+ Nic., 35 X.
- 3 Quartz fracassé.
Quartzite (au bord du granit), vallée de Bystricka.
+ Nic., 30 X.
4. Quartz à raies semblable du maclé. (Les raies diffèrent fortement de l'extinction onduleuse.)
Granit pressé, vallée de Suttó.
+ Nic., 30 X.
5. Quartz récristallisé.
Quartzite, vallée de Bystricka.
+ Nic., 40 X.
6. Aiguilles de rutile dans le quartz.
Granit, vallée de Kralován.
// Nic., 95 X.
7. Raies d'inclusions -liquides, -gazeuses, ou -indéterminées dans le quartz.
Granit, vallée de Kralován.
+ Nic., 60 X.

A quarz szerepe a Kis-Fátra K.-i részének közeteiben.

(Kivonat.)

Irta : Dr. VIDACS ALADÁR.

A Kis-Fátra hegység K.-i részében uralkodó kőzetek a kétcsillámú gránitok; helyenként biotitgránitok és gránitpegmatitok, míg a masszívum széli részein gránitarkosa és trias-quarzitok bukkannak elő.

A Kis-Fátra gránitján végzett volumetricus mérések azt mutatják, hogy a quarz átlag 36,3%-os mennyiségben vesz részt a kőzet alkotásában. Ez az érték, ha tekintetbe vesszük a széli quarzdúsabb részeket is, 40,0%-ra emelkedik. A szemcsék nagysága nagyon változó. A masszívum belsejében 0,5—0,8 mm, míg a peremrészekben 0,3—0,6 mm az átlagos szemcseátmérő.

Megtartási állapot tekintetében az ép-quarz ritka, ellenben a dinamikai hatások alatt deformációt szenvedett quarz igen nagy mennyiségben fordul elő. Leggyakoribb változatai közül megemlíthetők: 1. Préselt quarz, amelynek szemcséi néha egyenletes optikai orientációt mutatnak (piezokristályosodás), gyakrabban hullámos elsötétedésűek, máskor halmazszerkezetűek, sőt részekre is tagolódtak. 2. Szétőrölt quarz, amelynél a vakolatszerkezetre, a brecciaszerű megjelenésre és a quarz teljes összemorzsolódására találunk példákat. 3. A palássá préselt gránitokban és quarzitokban a regenerált quarz is szerepet játszik.

A quarz egyéb tulajdonságai közt megemlíthető a halvány füstszürke szín, zsírfénylés, áttetszőség és egyenetlen, érdes törési felület. Mindezek a tulajdonságok a még erősebb deformációk folytán fokozódnak: fehér szín, fénytelenység, át-

látszatlanság és finomabb törési (hasadási?) felületek is előfordulnak.

A kvarznak földpáttal való összeszővődései közül előfordul a myrmekit (plagioklassal) és a mikropegmatit (orthoklassal). Zárványokban a Kis-Fátra gránitquarza általában szegény; előfordulnak parányi gáz-, folyadék- és egyéb igen apró, közelebbről meg nem határozható zárványok, ritkábban rutil, muskovit, zirkon, apatit és érc.

A kvarznak, mint a kőzetet ért mechanikai hatások fokmérőjének vizsgálatai is azt bizonyítják, hogy a Kis-Fátra gránitmagjában a későbbi dinamikai hatások feltűnő szerephez jutottak.

Die geologischen und petrographischen Verhältnisse der Umgebung von Komlóska.

(Mit. geol. Karte und VII. Tafel.)

Von: vitéz E. LENGYEL.

Der Gebirgszug von Tokaj-Eperjes erregte durch seinen interessanten geologischen und petrographischen Bau schon längst die Aufmerksamkeit der Forscher. Auf diesem klassischen Gebiet der tertiären vulkanischen Tätigkeit führten bereits WOLF (7, 8, 9), HAUER und RICHTHOFEN (3) bahnbrechende Untersuchungen durch, dann entwarf SZABÓ (4, 5, 6, 13, 14) ein übersichtlicheres Bild über den Bau einzelner Teile des Gebirges. Die detailliertere geologische und petrographische Aufnahme, die Erschliessung der Naturschätze dieser Gegend steht aber noch immer aus.

Die S-liche Hälfte der durch die Trianoner Grenze zerschnittenen Gebirgskette kann am zutreffendsten Tokaj-Ujhelyer Gebirge genannt werden. In der N-Hälfte dieses Gebietes arbeiteten PÁLFY (23) und SZÁDECZKY (15, 16, 17), über den zentralen Teil und die übrigen Randpartien stehen uns aber bloss verstreute Angaben zur Verfügung. MAIER (24) lieferte bezüglich der Gegend von Tállya-Mád, HOFFER (18) bezüglich des ganzen Gebietes neue und interessante Beiträge.

Die Umgebung von Sárospatak beging ich zum ersten Male in 1928, als auswärtiger Mitarbeiter der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt und setzte dann im folgenden Jahr meine Untersuchungen fort.

Die Ecken des hier zu beschreibenden, etwa 20 km² umfassenden Gebietes sind: im NO Makkoshotyka, im SO der Hosszúhegy (281 m), im NW der Südhang des Barlang (508 m), im SW die Südwestseite des Pusztavár (396 m). Die das Streichen des Gebirges bezeichnende Bruchlinie verläuft hier in NO

—SW-licher Richtung, längs welcher der O-liche Flügel des ursprünglich von paläozoischen und mesozoischen Bildungen aufgebauten Geländes am Anfang des Tertiärs in die Tiefe versank. Der versunkene Teil wurde vom Meer überflutet. Am Ufer desselben setzte die vulkanische Tätigkeit ein, deren Produkte hier vorwiegend Andesite, untergeordnet Rhyolithe sind.

Als älteste aufgeschlossene Bildung sind die das Fundament des Gebirges bildenden Rhyolithtuffe zu betrachten, die z. T. die Basis des kleinen Beckens von Komlóská bilden, z. T. W-lich von Makkoshotyka, am Ostsaum des Gebirges, und in den tieferen Einschnitten der Bäche an die Oberfläche treten.

Von diesen sind als älter — aller Wahrscheinlichkeit nach in das obere Mediterran gehörig — jene von Obsidian- und Perlit-Lapillis freien Rhyolithtuffe anzusehen, die mit den Tuffen von Sárospatak (Megyer) in genetischem Zusammenhang stehen. Dieses Tuffgebiet wurde in der Literatur bisher nicht behandelt. Die Tuffe sind W-lich vom Nagy Pápaihegy (535 m) in den Aufschlüssen des direkt nach Komlóská führenden trockenen Bachbettes anzutreffen, wo sie von den Einwohnern der Ortschaft in vernachlässigten, primitiven Steinbrüchen zu Bauzwecken abgebaut werden. Die Pyroxenandesitmassen ergossen sich auf den Rhyolithsockel, von dem das Rhyolithgebiet von Komlóská als Insel an der Oberfläche blieb.

Über die Lagerung der in den 10—15 m mächtigen Wänden der Aufschlüsse befindlichen rötlichbraunen, weissen und grünlichweissen Rhyolithtuffe geben die folgenden Daten Auskunft:

Unter der oberflächlichen, von O gegen W abfallenden, 60—90 cm mächtigen Kulturbodenschicht tritt ein dickbankiger, hellbrauner, kaolinisch zersetzter, stellenweise rötlich gelblicher Rhyolithtuff mit durchschnittlich unter 14—16° gegen SO gerichtetem Einfallen auf, unter dem in auskeilender Lagerung ein 2—3 m mächtiger, gelbgefleckter, weisser, stark kaolinischer, dichter Rhyolithtuff, dann im Liegenden des letzteren ein grünlichweisser, bimssteinhaltiger Rhyolithtuff anzutreffen ist.

In den einander nahe gelegenen obsequenten Aufschlüssen des Bachbettes wechselt sich die Reihenfolge und die Mächtigkeit der Tuffbänke häufig.

Im Bett des Szécsér Baches und am Nordfuss des Holióstető sind im Tuff zerstreut und an der Oberfläche dichte Rhyolitharten (Perlit, Obsidian, Bimsstein), verkieselte Tuffe, hydroquarzitische Einlagerungen und alunitische Tuffbreccien anzutreffen.

Von der Kirche 100 m O-lich kommen auch rote, löcherige Rhyolithstücke vor. Vor der Nordlehne des Hollóstető, 800 m vom Ausgang der Ortschaft kommt ein dichter, blätteriger, gelblichweisser, fein geschichteter *Tuff* vor, der mit den weissen, blätterigen, Pflanzenreste enthaltenden Tuffen des Barnamály bei Erdőbénye und in der Nähe des Jägerhauses NW-lich von Makkoshotyka übereinstimmt.

Die Tuffe von Makkoshotyka lassen sich — obzwar ich in denselben keine altersbestimmenden Fossilien fand — auf Grund ihrer petrographischen Merkmale mit den sarmatischen Fossilien, Obsidian- und Perlitlapillis führenden, sowie den gleichalterigen Rhyolithtuffen der Keller des Gomboshegy (W-lich von Sárospatak) identifizieren. Sie werden in mehreren Steinbrüchen zu Bauzwecken abgebaut. Ihre durchschnittliche Mächtigkeit kann auf 40—50 m geschätzt werden, obzwar sie sich weit unter die Oberfläche fortsetzen. Diese Tuffbänke sind am rechten Ufer des Hotyka-Baches und im Graben des Keller-Tales in mehreren Aufschlüssen anzutreffen und führen auf das Rhyolithtuffgebiet von Herceghút (Trauconfalva) hinüber.

Der Tuff der alten und neuen Steinbrüche des Nyár-Berges bei Makkoshotyka bildet Schichtenbänke von wechselnder Mächtigkeit, die vorwiegend primäre, stellenweise sekundäre Charakterzüge aufweisen.

Auf primärer Lagerstätte ruhen die weissen, dickbankigen, viele, manchmal 2—3 cm messende, eckige Perlit-, Obsidian- und Bimsstein-Bruchstücke enthaltenden Tuffe, die durch eine mehr-minder vorgeschrittene Kaolinisierung charakterisiert sind. Sekundären Ursprunges sind jene aus kleinen (1—12 mm messenden), abgerundeten, grünlich getönten, vorwiegend aus Obsidian- und Perlitlapillis bestehenden, geringe Mengen eines tuffösen Bindemittels enthaltenden Konglomeratbänke und verschieden mächtigen Schichten, die aus einstigen Bachbetten herkommen, eine lokale Verbreitung aufweisen und

über oder zwischen den Tuffbänken lagern. Der erosionale Ursprung derselben ist zweifellos. Ein Teil der Tuffe (Alter Steinbruch am Nyárhegy) in den Aufschlüssen gegenüber dem Sebes-Bach ist dichter, hellbraun und enthält wenig Perlit- und Obsidiantrümmer, aber umso mehr kaolinische Einschlüsse und Nester.

In den ruhigen Perioden zwischen den einzelnen Eruptionen war die Oberfläche von Vegetation bedeckt, weshalb zwischen manchen Tuffbänken verkieselte und verkohlte Äste und Rindenstücke zu finden sind. Zwischen die Tuffe sind keine diagenetisierten, feinkörnigen Tuffe eingelagert, eine schärfere vertikale Absönderung kann nicht festgestellt werden und auch der petrographische Charakter der Tuffe zeugt dafür, dass sie in diesem Abschnitt bereits auf festem Land zur Ablagerung gelangten.

Auf einen lebhaften Erosionszyklus verweisen die vorwiegend abgerundete Andesit- und Rhyolith-Trümmer enthaltenden, mit Tuffmaterial verementierten Zwischenlagen, die auch in diesem Abschnitt des Gebirges mit dem Sinken der Erosionsbasis, also mit negativer Uferverschiebung zusammenhängen.

Mit den Tuffen von Makkoshotyka identische, mitunter rapillifreie Tuffe sind in den tieferen Aufschlüssen der Bäche in der Umgebung des Cifrakút anzutreffen.

Die Gesteine des Köporostető (418 m) bei Herceghút sind nur im tieferen Horizont Rhyolithtuffe; in 250—320 m absoluter Höhe werden die Rhyolithtuffe durch schlackige Pyroxenandesittuffe überlagert, die nach oben mit Pyroxenandesiten in Berührung stehen. Im Bindemittel eines Teiles dieser Tuffe kommen auch Bimssteinpartien, Biotit-, Amphibol- und Quarz-Kristallfragmente vor. Die Breccie besteht aber vorwiegend aus Pyroxenandesitstücken.

Aus der Tatsache, dass die rhyolithischen Gesteine keine Andesiteinschlüsse enthalten, wogegen in den Andesittuffen des Köporos auch veränderte Rhyolithbimssteinpartikelchen, korrodierte Quarzkörner und Biotitfetzen vorkommen, sowie auch aus der Art und Weise der Lagerung folgt, dass die Andesite auch in diesem Abschnitt des Gebietes nach dem Abschluss der Rhyolitheruptionen auftraten. Ja es ist sogar zwischen der Eruption dieser beiden Gesteinstypen eine

längere Ruheperiode anzunehmen, wodurch auch der hochgradige magmatische Unterschied möglich und verständlich wurde.

Aus den geologischen Verhältnissen kann festgestellt werden, dass die andesitischen Laven an Bruchlinien hervorbrachen oder an der Kreuzung derselben Massen von zentralen Charakter bildeten.

Mit Ausnahme der Rhyolithflecke wird das Gebiet von *Varietäten* des *Pyroxenandesits* bedeckt während die verschiedenen Arten des *Amphibolandesits* nur in NO-lichen Viertel einen verhältnismässig kleinen Abschnitt bedecken.

Auch die Ergüsse der Andesite wurden durch Eruptionen von Asche begleitet, resp. eingeleitet, doch wurde das auf die Rhyolithe gestreute Material von der Erosion grösstenteils entfernt. Andesittuffe blieben nur an solchen Stellen erhalten, wo sich die Andesitlava in Gestalt einer Decke über dieselben ergoss und ihnen gegen die Erosion Schutz bot (Köporos-hegy bei Herceghút).

Asche wurde in der Regel nur am Anfang der Eruption gestreut, wonach durch die erzwungenen zentralen Schlöte und Spaltensysteme grosse Massen von Lava von gleichmässiger chemischer und mineralischer Zusammensetzung an die Oberfläche drangen.

Die Trennung der Andesit- und Rhyolithtuffe ist im Felde stellenweise mit Schwierigkeiten verbunden, weil das Material der Andesittuffe unmittelbar auf Rhyolithgebiete herabfiel.

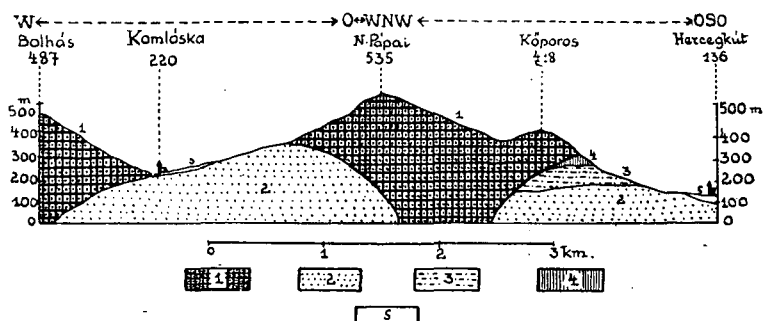
Die Tatsache, dass die Andesite durch verhältnismässig geringe Tufferuptionen begleitet wurden, lässt sich neben magmatischen und sonstigen Ursachen auch dadurch erklären, dass die Andesitmassen bereits mehr-minder vorbereitete Wege und leichter zu bewältigende Hindernisse der Kruste vorfanden, wie die älteren Rhyolithe.

Die Andesite des Gebietes gehören zu zwei NNW—SSO-lich verlaufenden, zusammenhängenden Zügen. Der eine ist der Nagy Pápai—Darnó—Hosszúhegyer Zug, der sich gegen N im Mogyorósető (495 m) und Kecskéhát (584 m) forsetzt, der andere ist der Barlang (508 m) — Pusztavár (396 m) — Hollósető (448 m) — Zug, der nordwärts in der Richtung gegen den

Huták, südwärts gegen den Hideghegy (327 m) Anschluss findet.

Auf dem SW-lich von Makkoshotyka gelegenen Gebiet treten *Pyroxenamphibolandesite* auf, die zusammen mit den ähnlichen Gesteinen der Nordlehne des Darnó zu einer relativ älteren Andesiteruption gehören, von der die jüngeren schwarzen *Pyroxenandesite* in ihrem petrographischen Charakter und Erhaltungszustand wesentlich abweichen.

Die Pyroxenandesite sind Angehörige eines kürzeren Eruptionszyklus, unter denen eine gewisse Reihenfolge festgestellt werden kann. Zuerst gelangten die relative saureren Andesite von Darnó—Nagy Pápai an die Oberfläche, dann folgten die frischen, schwarzen Gesteine des Bolhás—Pusztavár—Hollósfető.



Schematisches Profil durch Komlóská—Herceghút. 1. Pyroxenandesit. 2. Rhyolithuff. 3. Agglom. pyroxenhaltiger Biotitamphibolandesittuff. 4. Agglom. Pyroxenandesittuff. 5. Deckschichten (Nyírok).

Längs der tektonischen Linien des Gebirges spielte sich eine intensive postvulkanische Tätigkeit ab, deren Spuren in der Gestalt von kieseligen und kalkigen Quellen, Grünsteinbildung, Erzablagerung, Kaolinisierung und Alunitisierung bis in die Gegenwart erhalten blieben.

Kieselgesteine erscheinen im Gebirge an vielen Stellen, besonders längs der Grenzlinien zwischen Rhyolith- und Andesit-Gebieten. Bemerkenswertere Vorkommnisse sind auf diesem Gebiet in der Gegend des Pogánykút, an den S- und SW-Hängen des Nagy Pápai, oberhalb des Rhyolith-Gebietes von Komlóská, sowie an der O- und SO-Lehne des Bolháshegy (Szkal-

ka) anzutreffen. Besondere Aufmerksamkeit verdient ebenfalls am Szalka das Quellenkalzit-Vorkommen, das in Begleitung von kieseligen Gesteinen auch geringe Mengen von Eisen- und Manganerzen an die Oberfläche beförderte.

Über den Bau des Gebietes liefert das Profil Komlóska—Herceghút ein übersichtliches Bild.

Als Resultat meiner Untersuchungen beschreibe ich die Gesteine der Gegend von Komlóska in der nachstehenden Reihenfolge.

- | | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|---|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| I. <i>Pyroxenandesite</i> | { | a) Hypersthenaugitandesite
b) Augitführende Hypersthenandesite
c) Hypersthenführende Augitandesite
d) Hypersthenandesite
e) Tholeiitische Augitandesite
f) Einschlüsse aus der Tiefe. |
| II. <i>Pyroxenamphibol, andesite Amphibolandesite und Pyroxenführende Biotitamphibolandesite</i> | { | a) Hypersthen führende Amphibolandesite
b) Amphibolführende Hypersthenandesite
c) Amphibolführende Hypersthenaugitandesite
d) Amphibolandesite
e) Biotitführende Hypersthenamphibolandesite
f) Hypersthenführende Biotitamphibolandesite. |
| III. Tuffe 1. <i>Rhyolithtuffe</i> | { | a) Bimsstein- und Sanidinführende } Rhyolith-
b) Obsidian- u. Perlitlapillis-führende } Tuffe |
| 2. <i>Agglomeratische Andesittuffe</i> | { | a) Hypersthenführende Biotitamphibolandesit T.
b) Hyp.-Aug. " " " "
c) Hypersthenaugitandesittuffe. |
| IV. <i>Produkte der postvulkanischen Prozesse</i> | { | a) Propyritische Andesite
b) Verkieselte Rhyolithtuffe
c) Quellenquarzite
d) Hydroquarzite
e) Quellenkalke. |

I. Pyroxenandesite.

1. **Hypersthenaugitandesite** herrschen im Gebiet vor. Ihre Erscheinung ist ausserordentlich abwechslungsreich. Hierher gehört W-lich von Makkoshotyka der grösste Teil der Gesteine des Cifrakút, Hercegerdő, Nagy- und Kis Pápaihegy, Körösető, Darnó, Hosszúhegy, Hollósető, Barlang, Bolhás und Pusztavár.

Die Andesite der Umgebung des Cifrakút sind im allgemeinen dunkel violettgraue, dichte Gesteine. Ihre *Grundmasse* ist reich an Glas mit sehr wenigen mikrolithischen Ausscheidungen. Die Feldspate sind polysynthetische Albit- und Karlsbader Zwillinge. Sie sind zonar gebaut, mit häufigen Korrosionshöhlräumen. Nach ihrer Art sind sie *Labradorite* von der Zusammensetzung $An_{53}—An_{57}$. Die *Augite* erreichen mitunter Dimensionen von 2—3 mm. Sie sind frisch und enthalten oft Hypersthene als Einschlüsse. Die schlanken Prismen des Hypersthens sind an den Rändern und Trennungslinien meistens serpentinisiert. Der *Magnetit* erscheint in wenigen aber grossen Kristallen.

Von ähnlicher Beschaffenheit sind die Gesteine der Gegend des Hercegerdő, von denen einzelne Exemplare durch chloritische und serpentinische Produkte einen grünlichen Stich erhalten. Manche dieser Gesteine sind löcherig, lavaartig ausgebildet.

Die Gesteine des Nagy- und Kis Pápai-hegy (Papaj) sind dunkelgrau, dicht, und haben schon äusserlich ein glasiges Aussehen. An den Hängen sind wenige Aufschlüsse zu finden und die oberflächlichen Gesteine sind stark verändert.

In frischeren Gesteinen sind bereits mit freiem Auge 3—4 mm messende Feldspate und kleinere Pyroxene zu erkennen. Ihre *Grundmasse* ist meist vitrophyrisch, seltener hyalopilitisch mit reichlichem Gehalt an Erzmikrolithen. Der vorherrschende Bestandteil ist *Labradorit* und *Labradorbytownit* von der Zusammensetzung $An_{50}—An_{50}$. Unter den kleineren Individuen konnten auch *Labradorandesine* festgestellt werden. *Hypersthen* und *Augit* beteiligen sich im gleichen Verhältnis an der Zusammensetzung, häufig Zwillinge nach (100) und parallele Verwachsungen aufweisend. Es ist bezeichnend, dass in einzelnen Gesteinen der Feldspat als Einschluss im Hypersthen erscheint, was auf eine verkehrte Reihenfolge der Ausscheidung hinweist. Der *Magnetit* ist besonders in der Begleitung der Pyroxene häufig.

Unter den Gesteinen der Lehen zwischen dem Nagy Pápai und dem Darnó sind die roten und rötlichbraunen, manchmal löcherigen Andesite häufig. In diesen bleiben die porphyrischen Gemengteile meist unter 1 mm. Die Gesteine sind durch

Eisenhydroxyd rot gefärbt. Die femischen Silikatminerale der Grundmasse sind vererzt, von breitem limonitischem Saum umrandet, der stellenweise auch in die Grundmasse diffundiert. Es sind schöne Beispiele für die Verflechtung von Pyroxenen anzutreffen. Amphibol ist in resorbierten Resten manchmal zu erkennen.

Der Darnó (328 m) ist ein bewaldeter, breiter Rücken, dessen Gesteine rötlichgrau oder schwarz sind. Ihre *Grundmasse* ist im allgemeinen hypokristallinisch mit hyalopilitischer Struktur und reichlicher Glasbasis, manchmal fast holokristallinisch mit minimaler Glasmesostasis.

Die konjugierten Zwillinge erweisen sich auf Grund ihrer maximalen Extinktion als *Labradorite* manchmal mit zonarer Struktur, wobei der innere Kern aus *Labradorbytownit* besteht. Die Feldspate sind in ihrem Inneren oft tonig zersetzt, die äussere Hülle ist jedoch frisch und bedeutend saurer (*Andesin*). Viele hellbraune Glaseinschlüsse bringen mitunter eine schwammige Struktur zustande. Die schlanken Prismen des *Hypersthens* sind aussen oft von einem *Augitrahmen* oder einem Kranz kleiner Augitkriställchen umsäumt. Von den akzessorischen Mineralen fällt der häufige *Apatit* auf, in gedrungenen Prismenfragmenten. Von der sekundären Produkten kommen *Serpentin* und *Limonit* als Infiltrationen in den Gesteinen vor.

Die Gesteine der Nordlehne des Hosszúhegy sind schwarze oder violettgraue Andesite. Ihre porphyrischen Bestandteile sind mit freien Augen oft kaum sichtbar (Poskút). Ihre *Grundmasse* ist hyalopilitisch mit vorherrschender brauner Glasmasse und manchmal mit fluidaler Struktur. Auch die Plagioklase sind voll von lilabraunen Glaseinschlüssen. Sie sind im allgemeinen breite Tafeln nach (010) mit häufiger Albit + Karlsbader Zwillingbildung. Sie sind häufig protoklastisch und an den Rändern in hohem Masse korrodiert. Eines oder das andere dieser Gesteine konnte ursprünglich auch *Amphibol* enthalten haben, der aber vollständig resorbiert wurde, so dass an seiner Stelle Pseudomorphosen mit *Augitrahmen* anzutreffen sind. Die Pyroxene sind voll mit Gasblasen enthaltenden Glaseinschlüssen, was ihr rasches Wachstum beweist. Diese Einschlüsse sind manchmal in Zonen geordnet, als Zeichen dafür, dass sich im Laufe ihres Wachstums des Optimum der Kristal-

lisation und der Gasgehalt des Magmas zeitweise änderte. Schöne *Augitzwillinge* und *Hypersthenaugit*-Verwachsungen treten auf. Der *Magnetit* bildet grössere Gruppen. Apatit, Zirkon sind in minimalen Mengen anzutreffen.

Auf dem Hosszúhegytető erscheint ein roter Andesit, in welchem die porphyrischen Minerale durch limonitische Zersetzungsprodukte umsäumt werden. Die aus der Zersetzung der farbigen Gemengteile und ihrer Mikrolithe entstandenen hydroxydischen Produkte infiltrieren das ganze Gestein. Im Umkreis der Feldspate bleibt die Grundmasse meistens grau.

Die gleichmässige rote Färbung grösserer Andesitmassen ist als eine magmatische Erscheinung zu betrachten. Sie ist keinesfalls die Folge oberflächlicher Verwitterungsprozesse.

An den Südhängen treten hellgraue, viele porphyrische Minerale enthaltende Andesite auf. Ihre Grundmasse ist felsitisch. Wo die felsitischen Teile in dichten Flocken erscheinen, dort sind die Pyroxene an den Rändern stark korrodiert.

Das Gestein des von Komlóskas S-lich gelegenen Hollóstető (Ollóstető, 448 m) ist ein vorwiegend dunkelgrauer und schwarzer Andesit mit kleinen, graulichen Feldspaten und 2—3 mm messenden Pyroxenen. Die Struktur der *Grundmasse* ist hyalopilitisch, manchmal pilotaxitisch, in einzelnen Gesteinen des Nordhanges nahezu holokristallinisch. Die Plagioklase sind frisch, zonar, manchmal rekurrent gebaut. Sie sind im allgemeinen *Labradorite* von der Zusammensetzung An_{49} — An_{63} . *Hypersthen* und *Augit* sind in schönen Gruppen verwachsen; parallele Durchwachsung, Verflechtung ist ebenfalls häufig. Der Pleochroismus des Hypersthen ist stark: n_g = grünlich grau, n_m = gelblichbraun, n_p = bräunlichrosa. Erz erscheint in kleinen Körnchen dicht verstreut in der Grundmasse und grössere Gruppen bildend als Einschluss in den Pyroxenen.

Im NW-lichen Abschnitt des Gebietes, am Südhang des Barlang (508 m) sind an beiden Seiten der Strasse Kőzép-huta—Komlóskas grösstenteils in Bachbetten mehrere Aufschlüsse vorhanden, in denen ein frischer schwarzer Pyroxenandesit anzutreffen ist. Ein Teil dieser Gesteine ist vitrophyrisch, porphyrische Minerale sind in denselben mit unbewaffnetem Auge kaum zu beobachten. Ihre *Grundmasse* ist felsitisch, stel-

lenweise hyalopilitisch. Die Plagioklase sind basische *Labradorite* ($An_{52}-An_{60}$). *Hypersthen* kommt in langen, schlanken unversehrten Prismen, *Augit* in abgerundeten Kristallen vor. Reichlicher *Magnetit* in gleichmässig verteilten Körnern färbt das Gestein dunkel. In der zweiten Gruppe der Gesteine ist die Grundmasse hypokristallinisch, intersertal. Die Plagioklase erscheinen in Kristallen von kleineren Dimensionen, von den Pyroxenen besitzt der Augit einen Diopsidcharakter: $n_g \angle c = 48-49^\circ$.

Das Gestein des von Komlóská W-lich gelegenen *Bolhás* (Szkalka, 487 m) stimmt mit jenem des Barlang überein: es ist ein frischer, dichter, schwarzer Andesit. Es ist oft glasig, mit sehr untergeordneten Mengen porphyrischer Minerale. Nur in den dickbankigen Aufschlüssen am rechten Ufer des Komlóská-Baches, und in der Uferwand neben der Kirche kommen Andesite vor, in denen die Menge der porphyrischen Gemengteile der Grundmasse gegenüber das Übergewicht erlangt. Die Plagioklase sind basische Labradorite ($An_{52}-An_{58}$), frisch, isomorph-zonar gebaut.

Hypersthen und Augit treten meist im gleichen Verhältnis auf. Bei der Zersetzung derselben entstandener Chlorit infiltrierte das Gestein.

Ein Pyroxenandesit von ähnlicher Zusammensetzung bildet auch die Masse des von Komlóská SW-lich gelegenen *Pusztavár* (396 m), die hauptsächlich in den Steinbrüchen längs der an der Nordseite dahinziehenden Strasse und in den Aufschlüssen der trockenen Bachbette an der Südseite zutage tritt. Das am Gipfel 8—10 m hohe Felswände bildende Gestein ist ein löcheriger Hypersthenaugitandesit. In seiner felsitartigen oder hyalopilitischen, glasreichen Grundmasse bilden die porphyrischen Minerale auffallend schöne Gruppen, in denen die zur Labradorit-Reihe gehörigen Feldspate vorherrschen, dann folgt der Hypersthen und schliesslich der Augit, der oft Zwillinge nach (100) bildet.

2. Augitführende Hypersthenandesite und hypersthenführende Augitandesite. Durch die Veränderung des quantitativen Verhältnisses der Pyroxene entstehen übergängliche Gesteinstypen, die in verhältnismässig beschränkten Partien der grosse Massen bildenden Pyroxenandesite auftreten. Der Augit

wird in einzelnen Gesteinen an den SW-Hängen des Nagy Pápai-hegy und an der Nordseite des Pusztavár untergeordnet. Die Rolle des Hypersthens wird in den am Osthang des Bolháshegy vorkommenden Andesiten geringer.

3. Hypersthenandesite. Von den Pyroxenen erscheint der Hypersthen allein in einzelnen Gesteinen am Nordhang des Hosszú-hegy; an der S-lichen, SW-lichen Seite des Bolháshegy und am Pusztavár. Augit kommt nur in der Gestalt von Mikrolithen in der Grundmasse oder als Einschlüsse im Hypersthen vor.

4. Tholeiitische Augitandesite. An den S- und SO-Hängen des Barlang, 800 m NW-lich von Komlóska, in den bankig abgesonderten Aufschlüssen des Bachbettes fand ich Andesite mit tholeiitischer Struktur vor. Der Feldspat ist nicht porphyrisch ausgeschieden. Das Gestein hat im grossen ganzen eine intersertale Struktur, mit sehr untergeordneter Mesostase. Stellenweise trägt es einen nahezu holokristallinen Charakter zur Schau. Der *Plagioklas* bildet lange, schmale, fluidal geordnete Leisten, häufig in der Gestalt von Albit-Zwillingspaaren. *Augit* und *Olivin* treten in gedrungenen, korrodierten Kriställchen auf. Erze kommen in feinen Körnchen vor. Das Gestein ist frisch und zeigt keine Spuren einer Zersetzung.

Einschlüsse aus der Tiefe. Endogene Einschlüsse von dioritischem und diabasischem Charakter kommen am N-Hang des Darnó, an der SW-Seite des Pusztavár und in den N-lichen Steinbrüchen des Köporos vor. Die mineralischen Bestandteile sind dieselben, wie in den Hypersthen-Augitandesiten.

Einen Granitgneis-Einschluss exogenen Charakters fand ich im Andesit der W-Lehne des Darnó. Die mineralische Zusammensetzung des Einschlusses ist: *Orthoklas*, *Plagioklas*, *Biotit* und *Quarz*. Das Gefüge ist kristallinisch körnig. Die schieferige Anordnung der Biotite verleiht dem Gestein einen gneisartigen Charakter. Der Quarz ist feinkörnig und zertrümmert.

II. Pyroxenamphibolandesite, Amphibolandesite und Pyroxenführende Biotitamphibolandesite.

Im NO-lichen Viertel des Gebietes kommen saurere Andesittypen vor, die ausser untergeordneten Pyroxenarten auch

Amphibol und *Biotit* enthalten. Sie lassen sich von einander weder topographisch, noch petrographisch scharf trennen. Von den jüngeren Pyroxenandesiten unterscheiden sie sich aber in ihrer Erscheinung, Zusammensetzung und in ihrem physikalischen Erhaltungszustand und bilden in der Randzone dieses Gebirgsabschnittes eine petrogenetisch einheitliche, zusammenhängende Masse. Diese Zone setzt sich nordwärts gegen den Sinkatető, nordostwärts gegen den Kis- und Nagy Szava, sowie in der Richtung der Sátoraljaújhelyer Gebirgsgruppe fort.

1. **Hypersthenführende Amphibolandesite, Amphibol-führende Hypersthenandesite und Amphibolführende Hypersthenaugitandesite.** Hinsichtlich der Masse spielen diese 3 Gesteinstypen die grösste Rolle. Sie erscheinen W-lich von Makoshotyka in den Bachaufschlüssen der Umgegend des Hercegerdő und des Cifrakút im Liegenden von Pyroxenandesiten und sind petrographisch mit den Gesteinstypen der Steinbrüche des Nyárhegy identisch.

Es sind im allgemeinen hellgraue, dicht porphyrische mehrminder veränderte Gesteine, in denen 1—2 mm messende Plagioklase, 2—3 mm grosse glänzende *Amphibolprismen* zu erkennen sind. Pyroxene können mit unbewaffneten Augen kaum beobachtet werden. Ihre *Grundmasse* ist hypokristallinisch, mit vorherrschender Glassubstanz. Mikrolithische Ausscheidung oft minimal, manchmal nur bei starker Vergrösserung bemerkbar. Fluidale Anordnung kommt ebenfalls vor. Einzelne Gesteine zeigen auch eine perlitische Absonderung.

Die Plagioklase sind *Labradorite* von der mittleren Zusammensetzung $An_{42}-An_{48}$, häufig in Albit + Periklin-Zwillingen. Scharfer zonarer Bau, reichliche Glas- und Gaseinschlüsse kennzeichnen die sämtlichen Feldspate.

Hypersthen und *Amphibol* kommen in selbständigen Individuen und in paralleler Verflechtung egal vor. Der Pleochroismus des Hypersthens ist stark. Der *Amphibol* ist brauner Amphibol: $n_g \angle C = 11-12^\circ$. *Augit* kommt in abgerundeten, kleinen Körnern ebenfalls vor. Die femischen Minerale enthalten oft *Zirkon* (manchmal mit pleokroitischem Hof) und *Apatit* als Einschlüsse. Der *Magnetit* bildet kleine Körner, selten grössere Gruppen.

Etwa 100 Schritte O-lich vom Cifrakút tritt im Gestein die

Menge des Amphibols stark zurück und die Pyroxene nehmen überhand. Der Augit erscheint in kleinen Individuen mit resorbiertem Rand.

2. Amphibolandesite. Im Gebiet des Hercegerdö, längs des zu den Hütten führenden Wegen kommen auch rote und bräunlichrote Amphibolandesite vor. Diese Gesteine sind in hohem Grade verändert, die 2—3 mm messenden Feldspate sind gelblichbraun und enthalten kaolinische Zersetzungsprodukte. Das Innere der Poren ist durch grünlichweisse sekundäre Produkte ausgekleidet. Ihre *Grundmasse* zeigt einen vitrophyrischen, Charakter. An Stelle der femischen Mikrolithe sind limonitische Produkte anzutreffen. Der *Amphibol* ist vollständig vererzt, seine Stelle wird in der Gestalt von Pseudomorphosen durch Limonit und Chlorit ausgefüllt. Hypersthen kommt nur in kleinen Kristallfragmenten vor.

3. Biotit führende Hypersthenamphibolandesite und Hypersthenführende Biotitamphibolandesite stammen N-lich vom Pogánykút, von den Südhängen des Köporos her. Es sind rotbraune oder rötlichgraue, mehr-minder veränderte Gesteine. In der durch Eisenhydroxyd infiltrierten Grundmasse sind 3—4 mm grosse Feldspate, erheblich kleinere Biotitlamellen und Hypersthenkristalle zu erkennen. Die Grundmasse herrscht vor und enthält wenige mikrolitische Ausscheidungen. Die Feldspate sind isomorph-zonar gebaut und sind überwiegend *Labradorite* von der Zusammensetzung $An_{42}-An_{56}$. Unter den kleineren Individuen kommen auch *Labradorandesine*, ja sogar *Andesine* vor. Zwischen Kern und Hülle besteht ein sehr grosser Unterschied in der Zusammensetzung. Der *Biotit* ist eine Meloxen-Abart, im allgemeinen frisch, sehr stark pleochroitisch und mit einem optischen Achsenwinkel um $10-20^\circ$. Der *Amphibol* ist schlecht erhalten, in breiten, resorbierten Prismenfragmenten, häufig in Zwillingen nach (100). $n_g \searrow c = 12-13^\circ$. Die Ränder des Hypersthens sind serpentinisirt. Es ergeben sich sehr schöne Beispiele für den genetischen Zusammenhang zwischen Pyroxen und Magnetit.

In den an der Nordlehne des Darnó vorkommenden Andesiten ist der Biotit minimal und auch der Amphibol erlitt eine hochgradige Resorption. Das Gestein ist durch limonitische Produkte rot gefärbt. Der Hypersthen ist hochgradig serpenti-

nisiert und das Gestein enthält stellenweise auch korrodierte, von Sprüngen durchsetzte Quarzkörner.

III. Rhyolithtuffe.

1. **Bimsstein- und Sanidinführende Rhyolithtuffe** bilden die Basis des O-lich von Komlóska, zwischen Nagy Pápai, Hollóstató und Bolhás gelegenen Beckens. Das Gestein der primitiven Steinbrüche der Ortschaft ist ein gelblichweisser, durch Limonit fleckenweise rötlich gefärbter, bimssteinhaltiger Mineraltuff, dessen oberer Horizont in einen gegen die Ortschaft zu von 40 bis 90 cm zunehmenden Kulturboden verwandelt ist. Der vorwiegende Teil der *Grundmasse* wird von einer Glasbasis gebildet, in der Bimsstein, mikrogranitische und mikrofelsitische Rapilliteilchen Platz nehmen. In den der Oberfläche nahe liegenden Tuffen sind die Bimsstein-Einschlüsse kaolinisch verändert und auch die Bindesubstanz ist kaolinisch tonig zersetzt. An Mineralen sind nur korrodierte *Quarzkörner*, chloritische *Biotitfetzen* und veränderte, glasige Feldspate zu erkennen. Limonitische Flecke und Adern sind häufig.

Der *Sanidin* bildet nach (010) tafelige und in der Richtung der c-Achse etwas gestreckte Platten. Karlsbader Zwillinge sind selten. Frische Plagioklase fand ich in denselben nicht, obzwar polysynthetische Zwillinge auf die Anwesenheit von kaolinisch Zersetzten CaNa-Feldspaten hinweisen. In den mikrogranitischen Einschlüssen kommen ausser Quarz und Biotit auch zur Oligoklas-Reihe gehörige Plagioklase vor.

Anstehende Rhyolithe konnte ich nirgends konstatieren, in den trockenen Bachbetten und in den zusammengetragenen Steinhäufen der Äcker sind jedoch zahlreiche Abarten dieses Gesteins vorzufinden. Es kommen darunter lilagraue, dichte Rhyolithe mit fluidaler Struktur vor, die mit dem N-lich von Makkoshotyka, im Völgypatak und am Nordhang des Mogyoróstató (495 m) vorkommenden Gestein übereinstimmen. Weiters sind auch Rhyolithperlit, Obsidian, alunitische Rhyolithbreccien, sowie mancherlei opalhaltige und verquarzte Varietäten des Rhyoliths (Lithoidite) vorzufinden.

2. **Obsidian- und Perlitlapilliführende Rhyolithtuffe.** Hier-

her gehören die Tuffe des Nyárhegy bei Makkoshotyka und z. T. auch jene des Kőporostető. Sie sind jünger, wie jene von Komlóska, sie überlagern an mehreren Stellen des Gebirges die Sanidin führenden Tuffe, von denen sie auf Grund ihrer Obsidian- und Perlitlapillis leicht zu unterscheiden sind. Da einzelne Horizonte der Tuffe des Kőporos nach den Angaben von MAIER (24) und HOFFER (18) sarmatische Versteinerungen enthalten (Tállya, Sárospatak-Gomboshegy) dürfte ihre Ablagerung auch auf dem hier behandelten Gebiet in diesem Zeitalter stattgefunden haben.

Diese „Kőpor“ (Steinpulver) genannten Tuffe sind am schönsten in den alten und neuen Steinbrüchen des Nyárhegy und des Kőporos aufgeschlossen. Sie erscheinen bei Makkoshotyka in 160—210 m absoluter Höhe, in den Steinbrüchen des Kőporos in einem noch höheren Niveau. Sie sondern sich in mehr-minder mächtige Bänke ab, wobei die einzelnen Bänke auf Grund ihrer abweichenden petrographischen Merkmale der Reihe nach je eine besondere Eruption repräsentieren.

Ihr *Bindemittel* ist kaolinisch verändertes Glas. Es kommen darin 1—20 mm messende, seidenglänzende Bimssteinlapillis, korrodierte Quarzfragmente, Sanidin und Biotit vor. Als fremde Einschlüsse lassen sich Tonschieferstücke und verkohlte Pflanzenreste agnoszieren. Als autogene Einschlüsse kommen mikrogranitische Gesteine auch hier vor.

Auf Grund ihrer petrographischen Merkmale sind sowohl die Obsidian- und Perlitlapilli-freien Rhyolithtuffe, wie auch die „Kőpor“-Tuffe klastische Gesteine ein und desselben granitischen Magmas, doch dürfte gelegentlich der Entstehung der letzteren der Gasgehalt des Magmas wesentlich geringer gewesen sein, so dass anstatt Bimsstein Obsidian und Perlit entstanden, deren ungleich grosse Trümmer dann in das Material der Tuffe eingestreut wurden.

IV. Andesittuffe.

1. *Agglomeratische Andesittuffe, Hypersthen- und Hypersthen-Augit führende Biotitamphiboltuffe* sind vom Pogánykút (Poskút) aufwärts, an der Südseite und in den Steinbrüchen

der Nordlehne des Köporos aufgeschlossen. Sie liegen unmittelbar auf den „Köpor“-Tuffen und weisen von den Rhyolithtuffen abweichend graue und bräunlichgraue Farbentöne auf. Sie schliessen von 1 mm bis 10—20 cm messende, dunkelgraue und schwarze, löcherige, eckige Pyroxenandesitstücke ein, die einen ausgesprochenen Lavacharakter zeigen.

In den Tuffen der tieferen Horizonte kommen ausser Pyroxen auch Fragmente von Biotit und Amphibol vor. Die Tuffe der höheren Niveaus sind bereits.

2. *Hypersthen-Augitandesittuffe*, in denen der Biotit und der Amphibol fehlen. Auf diese Tuffe ergoss sich der Pyroxenandesit des Köporos—Nagy Pápai-Zuges, der die Gipfelregion bildet. Das Bindemittel dieser Tuffe ist kaolinisch verändertes Glas, das viele frische Hypersthen- und Augitkristallfragmente enthält. Die Brocken der Lavabreccie sind ausnahmslos Hypersthenaugitandesite oder Augitandesite mit holokristallinischer oder intersertaler Grundmasse, die frische, zonare Plagioklase (*Labradorit—Labradorbytownit*) mit Einschlüssen, ferner *Pyroxene* enthalten. Sie sind sehr löcherig, lavaartig, einzelne Stücke bestehen — infolge der raschen oberflächlichen Abkühlung — überwiegend aus dunkelbraunem Glas mit sehr spärlich ausgeschiedenen Mikrolithen.

Propylitische Andesite (Grünsteine) kommen in der unmittelbaren Nähe von Komlóska, an den Hängen des Bolhás und des Hollóstető vor. Sie wurden an der Südseite des Bolhás, im sog. Subanya-Graben vom Bergingenieur JOSEF FRITS in einer Tiefe von 15 m aufgeschlossen, wo sie in einige cm mächtigen Gängen Pyrit enthalten. Doch kommt pyritführender Andesitgrünstein auch NW-lich von Komlóska, in den Aufschlüssen der Bachbette an der Berührungslinie des Bolhás und des Barlang vor. Am NW-lichen Ende des Hollóstető, in einer Entfernung von 800—1000 m von der Ortschaft ist ebenfalls pyritführender Grünstein anzutreffen. Auch in den Rhyolithtuffen wurde nach Erz geschürft, u. zw. längs der Quellenäste des Szécsi-Baches. Der verfallene Eingang des Stellens ist auch heute noch sichtbar.

Die Grünsteine sind stellenweise (im NW des Hollóstető) auch durch Kaolin- und Alunit-Bildung begleitet.

Mit der Frage der Grünsteinbildung und Erzablagerung

beabsichtige ich mich bei einer anderen Gelegenheit eingehender zu befassen.

*

Die aktive vulkanische Tätigkeit fand in diesem Teil des Gebirges mit dem Empordringen der Pyroxenandesite ihren Abschluss. Die postvulkanische Tätigkeit dauerte jedoch weiter und war stellenweise intensiv. Die wichtigsten Rollen spielten hierbei die Grünsteinbildung und im Zusammenhang damit die Erzablagerung, sowie auch die Kieselsäure enthaltenden Quellen. Auch das einzige Quellenkalzitvorkommen des Gebirges entfällt auf dieses Gebiet. Die Produkte der letzteren können in verkieselte Rhyolithtuffe, Quellenquarzite und Hydroquarzite eingeteilt werden.

Verkieselte Rhyolithtuffe kommen am Rhyolith-Gebiet von Komlóská vor. Es sind weisse, graue, oder grünlichgraue, mitunter rötlichbraune, harte, löcherige Gesteine. Sie bestehen fast ausschliesslich aus Quarz. Stellenweise kommen felsitische oder mikrogranitische Einschlüsse darin vor. Entlang der Spalten und in Hohlräumen tritt der Quarz in grösseren Kristallen auf. Auch Feldspat- (Sanidin-) Trümmer, Biotitfetzen, Bimssteinsplitter und kaolinisch-tonige Flecke sind im Gestein anzutreffen. Die rot gefärbten sind durch Limonit infiltrierte.

Quellenquarzite und Hydroquarzite. Sie bewahrten in den dichten Eruptivgesteinen ihren selbständigen Charakter, ihre Zusammensetzung blieb unverändert, ihre Lösung löste aber z. T. auch das Material der Tuffe auf, deren Substanzen und Minerale als fremde Bestandteile in die geysirartigen Gesteine gelangten.

Diese Kieselgesteine können als bei verschiedenen Temperaturen entstandene Produkte von kieseligen, Metalloxyde enthaltenden Quellen aufgefasst werden. Es sind weisse, gelblich- und bläulichweisse Opalvarietäten, rote und ockergelbe Jaspisarten und prächtige Chalzedone.

Am Nordhang des Hollóstető kommen an der Grenze des Tuffgebietes auch durch Kieselsäure verzementierte Quarzitbreccien vor.

• Die durch die Spalten und Klüfte der Andesitmassen an die Oberfläche gelangten Quarzgesteine wurden durch die Ero-

sion von ihrer ursprünglichen Lagerstätte losgerissen und in die Bette der Bäche, zwischen die Schuttanhäufungen der Vertiefungen verschleppt.

Die Fundstelle der schönsten Jaspise, Chalzedone und verschiedenen Opale ist die nunmehr klassisch gewordene Umgebung des Pogánykút. Schöne Exemplare wurden der Sammlung unseres Institutes von den Herrn Hochschulprofessor ELEK KISS und Universitätsprofessor ÁRPÁD KISS geschenkt.

In geringerer Menge, jedoch ebenfalls längs eines NW—SO-lichen Gangsystems sind die Kieselgesteine an beiden Seiten des vom Nagy Pápai nach Komlóska führenden Weges, unmittelbar vor der Ortschaft, ferner an den S-lichen und O-lichen Hängen des Bolháshegy zerstreut. Diese tragen z. T. sehr schöne Verwitterungsformen zur Schau.

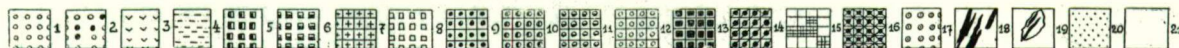
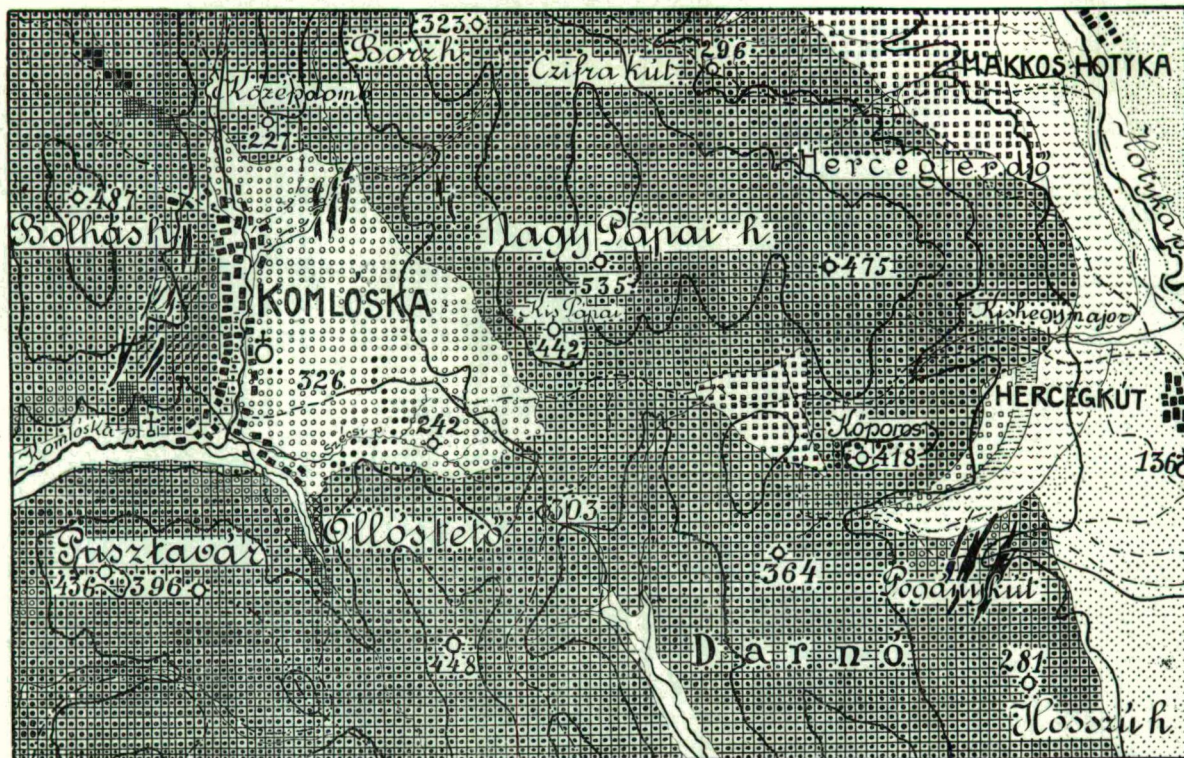
Quellenkalke. Schon WOLF (9) beschrieb als erster das Quellenkalkvorkommen am Bolháshegy, das auch bei SZABÓ (4) und HOFFER (18) Erwähnung findet. Es ist der einzige Fundort im ganzen Gebirge, wo ein zur Zeit 15—20 m hoher, von Hydroquarzit umgebener und durchsetzter Aufschluss des Quellenkalkes anzutreffen ist. Zwischen den geschichteten, in verschiedenem Grad umkristallisierten Kalkbänken kommt Siderit, Mangansiderit, Rhodochrosit und wenig Limonit in Zwischenlagen vor. Aus dem Kalkstein wird Kalk gebrannt.

Dieses Quellenkalk Vorkommen rangiert sich am Osthang des Bolhás in die thermale Linie ein, längs welcher sich die Grünsteinbildung von Komlóska abspielte und die sich nordwärts gegen Telkibánya und südwärts in der Richtung von Erdőbénye weiter verfolgen lässt.

*

Aufrichtigen Dank schulde ich meinem Professor, Herrn Zsigmond von SZENTPÉTERY, dem Direktor des mineralogisch-geologischen Institutes der Universität Szeged dafür, dass er mir die Apparate der Rockefeller Foundation zur Verfügung stellte und meine Arbeit mit seinen wertvollen Ratschlägen unterstützte.

Geologische Karte der Gegend von Komlóska.



Masztab = 1 : 37,500

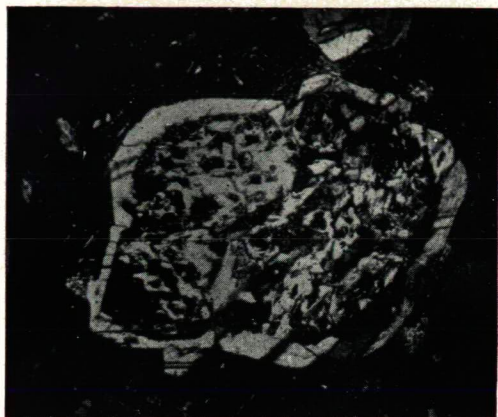
1. Bimsstein- und sandinführende Rhyolithtuffe. 2. Rhyolithvarietäten. 3. Obsidian- und Perlitlapilis-führende Rhyolithtuffe.
4. Agglom. Pyroxenhaltige Biotit-Amphibolandesittuffe. 5. Hypersthen-führende Amphibolandesite. 6. Amphibol-führende Hypersthen-Augitandesite. 7. Biotit-führende Hypersthen-Amphibolandesite. 8. Agglom.-Pyroxenandesittuffe. 9. Hypersthen-Augitandesite.
10. Hypersthen-führende Augitandesite. 11. Augit-führende Hypersthenandesite. 12. Hypersthenandesite 13. Tholeiitartige Pyroxenandesite. 14. Verkiesselte Pyroxenandesite. 15. Andesitgrünsteine. 16. Alunitisierte Rhyolithtuffe. 17. Silifizierter Rhyolithtuffe.
18. Kieselgesteine (Jaspis, Hydroquarzit, Quellenquarzite). 19. Quellenkalk. 20. Deckschichten (Nyírok). 21. Alluvium.

Tafelerklärung.

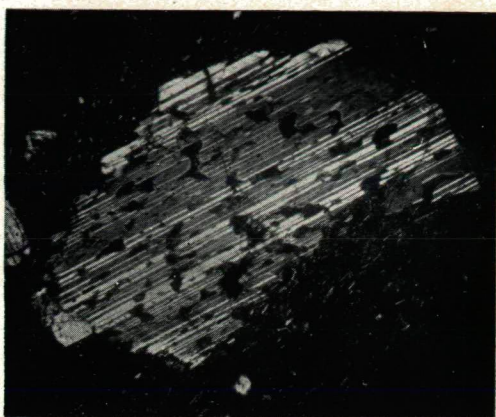
1. Von Glaseinschlüssen überfüllter Plagioklas, von einem frischen säureren Rahmen umsäumt. — Pyroxenandesit vom Hollóstető; + Nic. 32 X.
2. Korrodierter, polysynthetischer Plagioklas mit Glaseinschlüssen. Pyroxenandesit vom Hosszúhegy. + Nic. 35 X.
3. Parallele Verwachsung des Hypersthens und Augits (hell) Pyroxenandesit vom Pusztavár. + Nic. 25 X.
4. Resorbierter Quarzkristall im Pyroxenandesit vom Darnó. + Nic. 38 X.
5. Verkieserter Pyroxenandesit. Die Mineralbestandteile sind gut zu erkennen. // Nic. 22 X. Pyroxenandesit vom Nagy Pápai.
6. Verkieserter Pyroxenandesit. An der Stelle der porphyrischen Mineralien erscheint Quarz, als Pseudomorphose. Pyroxenandesit vom Nagy Pápai. + Nic. 22 X.

Literatur.

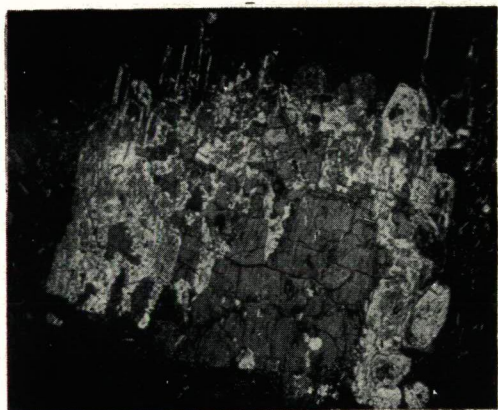
1. *Beudant F. S.*: Voyage min. et géol. en Hongrie etc. Paris, 1882.
2. *Kováts Gy.*: Tállyai ásatag virány. Földt. Társ. Munk. Pest, 1856.
3. *Hauer u. Richthofen*: Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme im NO Ungarn im Sommer 1858. Jahrb. d. K. K. geol. R. A. Wien, 1859.
4. *Szabó J.*: A Tokaj-Hegyalja és környékének földt. viszonyai. Math. term. tud. Közl. IV. k. Pest, 1865.
5. *Szabó J.*: Die Trachyte u. Rhyolithe d. Umgebung v. Tokaj. Jahrb. d. K. K. geol. R. A. Bd. XVI. Wien, 1866.
6. *Szabó J.*: A Tokaj-Hegyalja obsidiánjai. Földt. Társ. Munk. Pest, 1867.
7. *Wolf H.*: Hegyalja. Verh. d. K. K. geol. R. A. Wien, 1867.
8. *Wolf H.*: Magyarország részletes földtani térképe: Umgebung v. Tokaj. Aufgenommen v. H. Wolf. 1867.
9. *Wolf H.*: Erläut. z. d. geol. Karten d. Umgeb. v. Hajdunánás u. Sátorajaujhely. Jahrb. d. K. K. geol. R. A. Bd. XIX. Wien, 1869.
10. *Doelter C.*: Ueber einige Trachyte d. Tokaj-Éperj.-Gebirges. Min. Mitteilungen, 1874.
11. *Szabó J.*: A Tokaj-Hegyalja kaolinos terményei. Földt. Értesítő. Budapest, 1880.
12. *Szádeczky Gy.*: Magyarországi obszidiánok stb. Ért. a Term. Tud. köréből. Budapest. 1887.
13. *Szabó J.*: A trachytok makrográfiai osztályozása. Földt. Közlöny XI. k. Bpest, 1881.
14. *Szabó J.*: A Tokaj-Hegyalja geol. viszonyainak újabb alakulása. M. Tud. Akad. Ért. XV. Bpest, 1884.
15. *Szádeczky G.*: A Tokaj-Eperjesi hegység Pusztáfaalu körül levő centrális részének petrográfiai és geológiai viszonyairól. Földt. Közl. XIX. Bpest, 1889.
16. *Szádeczky Gy.*: Sátorajaujhelytől ÉNy-ra Ruda-Bányácska és



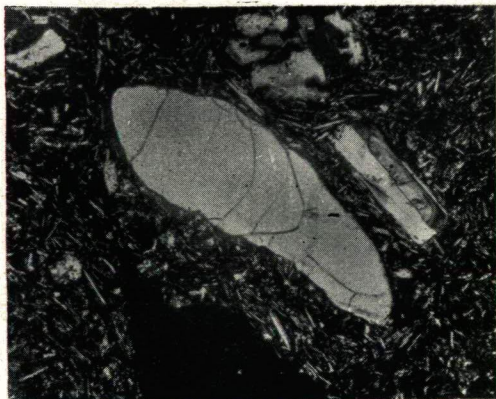
1



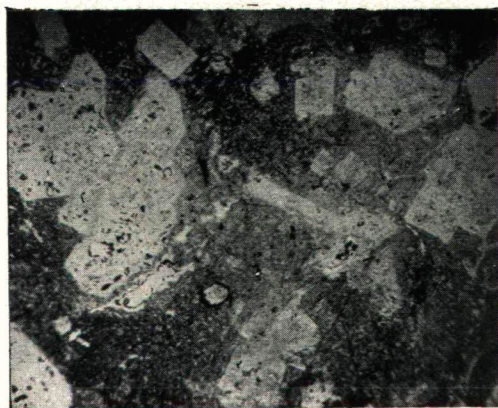
2



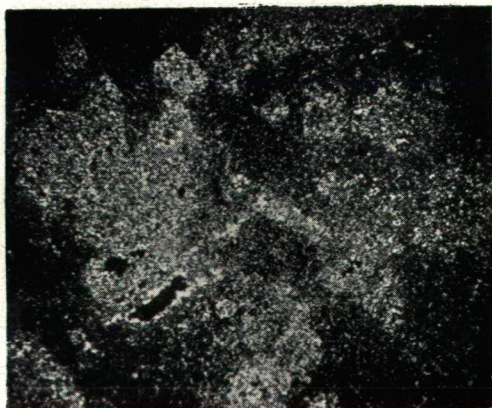
3



4



5



6

Kovácsvágás közé eső terület geológiai és közettani tekintetben. Földt. Közl. XXVII. Budapest, 1897.

17. Szádeczky Gy.: A Zempléni-szigethegység, Bpest, 1897.

18. Hoffer A.: Geológiai tanulmány a Tokaji-hegységből. A Debreceni Tisza István Tud. Társ. Honism. Bizotts. kiadv. II. k. 1 f. Debrecen, 1925.

19. vitéz Lengyel E.: A tokaji Nagyhegy rhyolithos és andesites közei. Tisza István Tud. Társ. Honism. Bizotts. kiadványa. Debrecen, 1926.

20. vitéz Lengyel E.: The role of resorption in the petrogenesis of Tokajese Nagyhegy. Földt. Közl. Bd. LIV. 1925.

21. vitéz Lengyel E.: Újabb adatok a tokaji Nagyhegy petrogenetikájához. Földt. Közl. Bd. LIV. Budapest, 1925.

22. Pálffy M.: Adatok a Tokaji-hegység harmadkori eruptioinak viszonyaihoz. Földt. Közl. LVII. Bpest, 1927.

23. Vendl A.: A magyarországi rhyolithtipusok. Mat. Term. Tud. Közl. XXXV. k. Bpest, 1927.

24. Maier I.: A Tokaj-Hegyalja Tállya és Mád közé eső területének földtani leírása. Budapest, 1928.

Komlóska környékének földtani és közettani viszonyai.

(Kivonat.)

(Geológiai térképpel és a VII. táblával.)

Irta: vitéz LENGYEL ENDRE dr.

A Tokaj—Ujhelyi hegységnek egyik érdekes felépítésű területe: Komlóska környéke. Legrégibb feltárt képződménynek kell tekintenünk az e hegységszakasz bázisát alkotó rhyolithufákat. Idősebbek — minden valószínűség szerint felsőmediterrán korúak — a komlóscai tufaterület obsidián- és perlitlapillimentes rhyolithufái, melyek a sárospataki (megyeri) tufákkal állanak genetikai kapcsolatban. E tufaterület eddig nem szerepel az irodalomban. A Nagy Pápai (Papaj), Hollóstató és Bolháshegy pyroxenandesittömegei e rhyolithtalapzatra öntöttek, melynek feltárásai a falutól K-re eső patakmedrekben és primitív kőfejtőkben kísérelhetők figyelemmel.

A Makkoshotyikai obsidián- és perlitlapillis rhyolithufák a gomboshegyi pincék (18) s a tállyai szarmatakövületes tufákkal azonosíthatók (24). A hercegkúti Kőporostető feltárásaiban

a rhyolithtufákra salakos andesittufák borulnak, melyek felfelé pyroxénandesitekkel állanak érintkezésben. E tufák egyrészének kötőanyagában horzsakörészletek, biotit-, amphibol- és quarzkristálytöredékek is előfordulnak, a brecciadarabok azonban túlnyomólag pyroxenandesitek.

Az andesitek feltörését is megelőzte hamúsórázás, de a rhyolithokra szórt törmeléket az erózió nagyrészből eltávolította. Andesittufák csak azokon a helyeken maradtak meg, ahol az andesitláva takaró formájában rájuk ömlött s az eroziós erőkkel szemben védelmet nyújtott.

Az andesitek e területen két összefüggő ÉÉNy—DDK-i irányú vonulathoz tartoznak. Egyik a Nagy Pápai—Darnó—Hosszúhegyi, mely É-ra a Mogyorósető és Kecskéhátban nyer folytatást; a másik a Barlang—Pusztavár—Hollósetői, mely É-ra a Huták irányában, D-re Hideghegy felé talál kapcsolatot.

A pyroxenandesitek rövidebb eruptiocyklus termékei. Sorrendben idősebbek Darnó—Makkoshotyka relative savanyúbb andesitjei és fiatalabbak Pusztavár—Bolhás—Hollósető fekete, friss kőzetei.

Az andesitek túlnyomó része hypersthenaugitandesit, de magmatikus differentiatio és assimilatio révén átmeneti tagok jelennek meg egyrészt a savanyabb biotitos amphibolandesitiek, másrészt a bazaltos jellegű tholeiites andesittípusok felé.

Az aktív vulkáni működés e területszakaszon a pyroxenandesitek felszínre nyomulásával véget ért. Az utóvolkáni működés azonban tovább tartott s termékeire lépten-nyomon ráakadunk. Legfontosabb szerepe a zöldkövesedésnek s ezzel kapcsolatban ércképződésnek, valamint a kovasavas forrásoknak volt. A hegylánc egyetlen forrásmészke-előfordulása is e területrésze esik (Bolhás-hegy). Kaolin- és alunitképződés is előfordul (Hollósető ÉNy-i lejtő).

*

Köszönettel adózom ez alkalommal is Dr. SZENTPÉTERY Zsigmond professor, intézeti igazgató úrnak, hogy a ROCKE-FELLER-alapból beszerzett műszereket rendelkezésemre bocsátani szíves volt s munkám közben értékes tanácsaival támogatott.

Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge.

Mit Tafeln VIII, IX.

Von: S. v. SZENTPÉTERY (Szeged).

Im südlichen Teile von der Gemeinde Hámor (Borsoder Komitat) erhebt sich der Fehérkö-Berg. An der NW-Seite desselben, in einer Höhe von 182 m¹ oberhalb der Gemeinde Hámor (440 m abs. Höhe) beginnt jenes kleine, interessante Porphyritvorkommen, welches sich nördlich vom Lillafüeder großen Porphyritzug, am steilen Abhang des Berges, in einer Länge von cca 100 m hinzieht. Auf dem steilen Abhang sind 3 grosse Felsengruppen zu finden, die durch hervortretende Felsenköpfe und kleine Felsenmeere mit einander verbunden sind. Zwischen der untersten und obersten Felsengruppe ist der Niveauunterschied 38 m.²

Die größte Breite des kleinen Zuges beträgt (ungefähr in der Mitte) 30 m, an beiden Enden 5—12 m und besteht aus solchen typisch suprakrustalen Gesteinen, wie die anderen Porphyritzüge dieser Gegend, mit welchen er in seinen tektonischen Verhältnissen, ja sogar im großen ganzen auch in petrographischer Hinsicht übereinstimmt. Er besteht aus einzelnen genügend steil aufgestellten, mehr oder minder gepreßten Porphyritbänken und Porphyrituffteilen, die miteinander mehrfach abwechseln und unter 48°—60° gegen NNO (10°—25°) fallen. Das Abwechseln der aus verschiedenem Material bestehenden Teile

¹ Die Höhe habe ich mit dem Präzisionsaltimeter nach System Paulin und mit dem Aneroidbarometer nach Watts, die Lagerung aber mit dem Universalinstrument nach Brunton und Kompaß nach Watts gemessen.

² Die geologische Karte der Gegend werde ich in einer späteren Mitteilung geben.

ist bei weitem nicht so regelmäßig, wenigstens in den schwachen und teils zusammengefallenen Aufschlüssen sehen sie nicht so regelmäßig aus, wie in den Szinvataler Aufschlüssen des erwähnten Lillafüreder großen Porphyritzuges. Die Streichrichtung ist WNW—OSO, welche mit der Längenrichtung des Vorkommens im ganzen übereinstimmt.

Es kommt auch eine andere solche Richtung vor, die aber ziemlich verwaschen ist und sich auch mehrmals verändert. Manchmal ist sie sogar gebogen, doch im großen ganzen zeigt sie ein NS-liches Streichen und steiles W-liches Fallen. Stellenweise haben sich auch nach dieser Richtung beträchtliche Absonderungsf lächen gebildet. Etwas nördlich von hier im Karbondolomit, aber besonders südlich im devonen (?) Kalkstein kann man diese, die Hauptstreichrichtung im großen ganzen kreuzende Richtung gut wahrnehmen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese NS-liche Richtung das Ergebnis eines älteren kinetischen Prozesses ist, der von den neueren starken Pressungsvorgängen an den meisten Stellen überdeckt wurde. Von Wichtigkeit ist hier, daß die Abwechslung der Substanz der Gesteine mit der Schieferungsrichtung (Hauptdeformationsrichtung) zusammenfällt, wie man es an besser aufgeschlossenen Stellen gut beobachten kann.

Außer den Schieferungs- und Absonderungsrichtungen kann man auch Klüftungen und Verwerfungen wahrnehmen, besonders dort, wo in der Porphyritserie auch Gänge vorkommen. Diese Verwerfungslinien sind sehr verschieden, aber ein gewisses System kann man in ihnen trotzdem erfahren, weil man durch das viele Messen feststellen kann, daß die einzelnen Teile durchschnittlich in NW—SO-licher Richtung verworfen sind. Die Verwerfungen sind also im Ganzen-Grossen mit der Streichenrichtung der Schieferung parallel.

Die Dicke der miteinander abwechselnden einzelnen Gesteinsserien ist sehr verschieden. Die Bänke der massigen Porphyrite sind durchschnittlich dicker, während die Tuffe manchmal zwischen den dicken Porphyritlavaströmen zu dünnen Lamellen zusammengepreßt sind.

Am Südrande durchziehen einzelne dünne Gänge die Porphyrite, deren Richtung mit der Streichrichtung der Haupt-

schieferung so ziemlich zusammenfällt, obzwar sie dieselbe an manchen Stellen unter verschiedenen schiefen Winkeln durchkreuzen. Die Mineralien dieser Gänge sind sehr stark deformiert, viel stärker als die der Nebengesteine, aber sie sind immer bedeutend frischer. In einzelnen Fällen sind sie aber so sehr zermalmt, daß sie wahrhaft brekziös geworden sind. Mancherorts kann man nachweisen, daß die Verwerfungsbewegungen längs einzelner Gänge geschehen sind. Besonders dort kann man dies gut beobachten, wo die in der Richtung der Verschieferung hinziehenden Gänge sich verästeln und die so entstandenen Queräste einander wieder durchkreuzen. Hier kann man einerseits die Verwerfungen sehr gut beobachten, zweitens es, daß die Mineralien der Quergänge minder deformiert sind, als die der Hauptgänge, die sich in der Schieferungsrichtung hinziehen. Die Letzteren sind manchmal ganz ausgewalzt. Ich muß aber auch erwähnen, daß in einzelnen Fällen sowohl das Material der mit der Hauptrichtung parallelen, sowie auch der damit mehr oder minder schief sich hinziehenden Gänge gleichmäßig zermalmt ist.

Auf einen solchen Fall weist auch E. H. KRANCK hin,³ als er im Schärenhof von Ekenäs (Finland) jene jüngere, aber kräftig deformierte und ausgewalzte Pegmatite beschreibt, die während der Fältelung der älteren Schieferungen eingedrungen sind.

Das Vorkommen wird an allen Seiten von brekziösen dolomitischen, kalkigen Karbongebilden begrenzt, mit ähnlicher Lagerung. Wichtig ist hier, daß es vom Dolomit keine tektonische Grenze abscheidet, wie allgemein bei den großen Eruptivzügen von Lillafjället, sondern sie sind in direktem Kontakt miteinander, ja, ihre Substanzen vermengen sich sogar. Dies habe ich besonders am SW-lichen, unterem Teil festgestellt. Das hauptsächlich aus Dolomitstücken bestehende brekziöse Gestein ist mit Porphyrituff zusammengeklebt, während NÖ-lich der ebenfalls stark brekziöse Dolomit vereinzelt Porphyriteinschlüsse enthält. Die Vorkommensverhältnisse der Vorigen sind so, daß ich sie nicht für kinematische, also für einfach auf mechanischem Wege gebildete gemischte Brekzien halten kann. Das vulkanoklastische Material umgibt wie ein Netz die eckigen oder

³ E. H. KRANCK in. Bull. d. l. Comm. Geol. de Finlande. N^o 101. p. 30—53. Helsinki. 1933.

rundlichen Dolomitstücke, die die Maschen des Netzes vertreten.

Jetzt ist die Frage, ob jener Teil, in dem der Dolomit, oder der dolomische Kalk sich mit dem eruptiven Material vermengt, den unteren oder oberen Teil der hiesigen Karbongebilde vertritt, ob er jünger, oder mit dem Karbon gleich alt ist? Die Feststellung dessen ist die Aufgabe späterer Untersuchungen. Jetzt erwähne ich nur so viel, daß die Lage dieser Schichten genau so ist, wie die der hiesigen, die gewiß aus der Karbonformation sind; ferner, daß jener andere Ort, wo ich in den Karbonschichten eruptive Einlagerungen kenne, nämlich das S-liche Ende des Parkhauptweges des Lillahotels, ebenfalls an dem südlichen Teil des dortigen Karbonzuges liegt.

Was die petrographische Zusammensetzung dieses Porphyritvorkommens betrifft, kann ich kurz sagen, daß sie sehr mannigfaltig ist. Der große Teil besteht aus massigen Porphyriten, der kleinere aus Porphyrittuffen. Die Substanz der Letzteren wechselt sich schnell ab, manchmal auf einer sehr kurzen Strecke, manchmal aber regelmässig: in miteinander abwechselnden dünnen Schichten, ja sogar in feinen Blättern. Eine fast allgemeine Eigenschaft der Gesteine ist, daß sie in stark kalkigem Zustand sind. Aber höchstens nur ein kleiner Teil der Karbonatsubstanz ist ein Zersetzungsprodukt, ein Ergebnis der Umänderung der Mineralien der Gesteine, der grösste Teil ist fremden Ursprungs, nämlich aus den eingewanderten, teils metasomatisch wirkenden kalkigen Lösungen ist er meist in den Rissen, in den ursprünglichen Blasenräumen und in den ausgelaugten Hohlräumen abgesetzt. Die Kalklösung hat aber einzelne Teile ganz infiltriert, calcitisiert, unter Erhaltung der ursprünglichen Struktur der eruptiven Teile. Die Dolomit- und die kalkigen Dolomiteinschlüsse habe ich bereits erwähnt. Ganz reine: calcitfreie (resp. dolomitlose) Gesteinsbänke sind überhaupt nicht häufig.

Die Umänderung der Gesteine beschränkt sich nicht nur auf die Calcitisierung, es kommen hier auch andere Metamorphisationsercheinungen vor, wie z. B. die Silifizierung, aber hauptsächlich die Serizitsierung, was

ein besonders wichtiger Charakterzug dieser Gesteine ist.

Als ich in den vorigen Jahren diesen kleinen Eruptivstreifen näher studierte, habe ich den demselben ganz nahe liegenden grossen eruptiven Zug bei Lillafüred ebenfalls ausführlich untersucht, dessen im grossen-ganzen identische Gesteine noch mehrerlei Umbildungsarten zeigen. Alle Erfahrungen über die Umänderungen sämtlicher Gesteine zusammengekommen, sehe ich hier eine grosse Ähnlichkeit zu jenen Metamorphisationsprozessen, die Prof. E. LEHMANN (*Giessen*) bei den Gesteinen des Lahn-Dill Gebietes so überzeugend nachgewiesen hat.⁴ Bei dem kleinen und grossen Eruptivzuge des Fehérkö sind die Umänderungen zwar nicht so sehr vorgeschritten, wie im Lahn-Dill Gebiet, wie ich das in einer meiner jetzt beendeten Arbeit (Der eruptive Teil der Fehérkölápa bei Lillafüred) ausführlich bespreche, die Prozesse konnten aber so ziemlich diejenigen, oder wenigstens ähnliche sein. Es folgt aus den Umänderungsprodukten und im Allgemeinen aus den petrologischen Verhältnissen. Ein solcher Prozess ist die um die Dolomit und Kalkeinschlüsse wahrgenommene *Kalkisierung* und im allgemeinen die metasomatische *Calcitisierung*, dann die *Chloritisierung*, die *Serizitisierung*, *Quarzsierung*, *Vererzung* u. s. w. und deren auf einander ausgeübte Wirkungen (Verdrängung etc.).

*

Über die Ergebnisse der sehr detaillierten physiographischen Untersuchungen berichte ich wie folgt:

Ilmenitpyroxenporphyr. Dies ist der vorherrschende Gesteinstyp, der einige dicke und mehrere dünne Lavaschichten (Ströme) bildet, deren Dicke sich aber schnell und willkürlich mehrfach verändert. Die dickste ist in der mittleren Felsengruppe cca 4 m, während sie in der oberen Felsengruppe nur mehr 1.5 m dick ist. Also sogar auf einem so kleinem Gebiete verändert sich die Dicke des Lavastromes schnell. Die einzelnen massigen Gesteinsserien wechseln mit tuffigen Teilen, manchmal mit nachweisbaren Tuffschichten, in einem Falle mit

⁴ E. LEHMANN in: N. Jb. B. Bd. 64. p. 549—592 und Bd. 69—117. — weiter in: Bericht d. Oberhessischen Ges. f. Natur. u. H. zu Giessen. Bd. 15. p. 307—334.

einem Plagiophyrit-Lavastrom ab. In der mittleren Felsengruppe zeigen sie außer der plattigen Absonderung sehr schöne parallelepipedische und säulige Absonderungsformen.

Die Lavabänke der nördlichen Seite sind sehr kalkig und im allgemeinen sehr zersetzt. In der Mitte des Vorkommens sind die Gesteine des erwähnten dicken Lavastroms verhältnismäßig noch die frischesten und unversehrtesten. Unter diesen kommen auch solche vor, in welchen überhaupt kein imprägnierter Calcit vorhanden ist.

Diese verhältnismäßig frischesten Gesteine sind meist grünlichgrau, untergeordnet dunkelgrau, selten bräunlichgrau. Sie enthalten vielen graulichweißen Feldspat, dessen einzelne Kristalle auch eine Größe von 5 mm erreichen. Aber reichlich sieht man auch dunkelgrüne oder schwarze 1—2 mm-ige femische Mineralien. Hier und da kommen auch stark abgeplattete Quarzitlinsen und Quarzadern vor, die manchmal wahrhaft gangförmig sind. Die Linsen bestehen aus metamorph kalkigem Quarzsandstein, die Adern und linsenförmigen Adern teilweise aus reinem Quarz. Letztere besitzen ein ebensolches Erscheinen und eine ebensolche Zusammensetzung, wie jene großen Quarzgänge, die am SO Teile des kleinen Eruptivstreifens vorkommen.

Die *Grundmasse* zeigt u. d. M. sehr verschiedene Stadien der Auskristallisierung. Die dichteste Grundmasse besteht aus ursprünglich kristallinen und nachträglich umkristallisierten Teilen, unter welchen spärlich auch noch isotrope Glasbasis vorkommt. Die ursprünglich kristallinen Elemente sind durchschnittlich 10—15 μ -messende Feldspatmikrolithe, die bisweilen ziemlich regelmäßige lamellenartige zwillingsstreifige Durchschnitte zeigen. Die näher bestimmbareren sind Plagioklase aus der *Andesinreihe*. Unter den nachträglichen Umkristallisierungsprodukten ist der häufigste der Feldspat, dessen ganz unregelmäßige, flaumenartige, manchmal unreine Körnchen gewöhnlich winzig sind, aber es kommen auch bedeutend größere vor, als die ursprünglichen Feldspatmikrolithe. Auf Grund der mit annähernder Pünktlichkeit feststellbaren optischen Eigenschaften schließe ich auf eine etwas sauerere Art, als die primären Feldspatmikrolithe.

Der *Hämatit* kommt in der Grundmasse sehr untergeord-

net und zwar in winzigen Lamellen vor; der dem porphyrischen sehr ähnlich erscheinende *Ilmenit* ist etwas mehr, dessen feine, nadeligen Kristalle sich manchmal auch in vielästigen, büschigen Gebilden vereinigen. Mancherorts sind auch kleine *Ferrithäufchen* zugegen, deren bei starker Vergrößerung (1300-fach) gut unterscheidbare Körner sich als hämatitisierender *Magnetit* erwiesen haben.

Unter den anderen Mineralien der Grundmasse ist die größte Menge *Serizit*, in winzigen Schuppen, Fäden und kleinen faserigen Aggregaten. In der Anordnung der Faser, Schuppchen kann man immer eine Regelung wahrnehmen. Häufig sind auch die winzigen *Titanitkörner*. Wo diese sich in kleineren Häufchen versammeln, dort kann man immer auch unregelmäßige *Limonitkörner* oder Flecken von verschiedener Größe finden. In einzelnen, etwas lebhafter grün gefärbten Gesteinen kommen auch winzige *Epidotkörner* vor, hauptsächlich um die ursprünglichen Feldspatmikrolithe und in jenen, ringsum dieselben habe ich auch *Quarzkörner* wahrgenommen. In den grünlichen Exemplaren ist auch *Chlorit* als fein verteilter Farbstoff und *Calcit* häufig. Die Rolle des Calcit ist auch in diesen verhältnismäßig frischen Gesteinen hie und da bedeutend.

Der gebliebene glasige Teil ist in den meisten Fällen tonisiert. Es bedeckt sie eine lichtgraue, sehr feine tonige Substanz, in welcher nur hie und da schuppige Serizithäufchen und winzige feldspatartige Flecken zu sehen sind. Sehr selten sind die Glasteile wasserklar.

Von dieser hypokristallinen Grundmasse ist bis zur ursprünglich vollkristallinen Ausbildung jeder Übergang vorhanden. Die Zusammensetzung der frischesten holokristallinen Grundmasse ist eine solche, die überwiegend vorherrschend aus Feldspat besteht, und zwar aus kurzem, nur manchmal aus langsäuligem, zwillingslamelligem Plagioklas, unter welchen die genau bestimmbaren hauptsächlich *Andesine* (Ab_{64} — Ab_{57}) sind. Ihre Größe beträgt durchschnittlich 0.1 mm. Häufig sind sie serizitisch, manchmal auch epidotisch. Es ist auch ziemlich viel zersetztes Eisenerz vorhanden, auf welches titanitische, titanomorphitische und limonitische Haufen weisen. Das Erscheinen des Chlorits, des Quarzes und Calcits ist so, wie bei den Vorigen.

Unter den Einsprenglingen sind die meisten und frischesten die Plagioklase, deren Art sich zwischen weiten Grenzen, zwischen *Andesin* und *Labradorit* (Ab_{63} — Ab_{47}) wechselt, was so zu verstehen ist, daß in einem Gestein der *Andesin* vorherrscht, im anderen hingegen der *Labrador*. Sie sind also nicht gleichmäßig zusammengesetzte Gesteine, aber infolge der Umbildung kann man zwischen ihnen keine feineren Unterschiede machen. In einunddemselben Gestein ist aber, die Art der Feldspate betreffend, keine große Mannigfaltigkeit. Diese Feldspate bilden an manchen Stellen aus vielen und genügend breiten Individuen bestehende Albitzwillinge; sie sind meist die basischeren. An anderen Stellen kommen ebenfalls aus vielen aber aus feinen, dünnen Individuen bestehende Albitzwillinge vor. Neben diesen ist der Karlsbader-Zwilling häufig, der Periklinzwilling seltener und der Bavenoer-Zwilling sehr selten. Bei den sauereren Arten kommen auch aus wenigen, manchmal nur aus zwei Individuen bestehende Albitzwillinge vor.

Die mechanische Deformation ist allgemein, aber nur stellenweise ist sie besonders stark. Die undulöse Auslöschung ist allgemein, auch die Abbiegung der Zwillingsslamellen ist häufig und in den randlichen Gesteinen kommt auch die vollkommene Zerpressung vor. Die chemische Umänderung ist in Verbindung damit ebenfalls stufenförmig. Der häufigste Umbildungsprozess ist die *Serizitisierung*, die sich häufig mit *Quarzbildung* paart. Die Serizitisierung greift hauptsächlich den inneren Teil der Feldspate an, aber an Stellen, die unter stärkerer Pressung waren, wird das ganze Kristall von Weißglimmer durchflochten. Die größten Lamellen des Serizites erreichen eine Größe bis 60 μ , unter welchen auch solche mit normaler optischer Achsenöffnung vorkommen. Dem Serizit schließt sich selten auch *Epidot* an; in einzelnen Gesteinen werden die Feldspate bei der Umwandlung trüb, ebenso, wie gewöhnlich beim Beginn der Saussuritisierung. Eine andere Umwandlung ist in diesen „frischen“ Gesteinen selten.

Auf die ursprüngliche Art der femischen Silikatminerale können wir nur aus der Gestalt der Pseudomorphosen und teilweise aus ihrer Substanz schließen. Aus der ursprünglichen Substanz sind nicht einmal Relikte geblieben, aber die ursprüngliche Gestalt ist beinahe überall ganz scharf wahrzunehmen.

Diese Gestalt ist entweder ein längliches Prisma, welches gewöhnlich terminal abgestumpft ist und beinahe immer sehr charakteristische Querabsonderungen besitzt, oder aber gedrungene kurze Prismen, eventuell isometrische Körner. Die Enden der länglichen Säulen spitzen sich nicht zu und die Grenze der Pseudomorphosen wird von keiner Erzausscheidung angezeigt. Ihre Ausfüllungssubstanz ist verschieden. Die Substanz der länglichen Prismen ist hauptsächlich Chlorit mit wenig Eisenerz, selten ein serpentinartiges Mineral; das der dicken kurzen Prismen aber ist Chlorit, Calcit, Epidot und minimales Eisenerz; oft auch diese zusammen. An einzelnen Pseudomorphosen kann man auf Durchkreuzungszwillinge folgern.

Sämtliche Eigenschaften dieser Pseudomorphosen in Betracht nehmend, ist es offenkundig, daß es ursprünglich *Pyroxene* gewesen sind und zwar vielleicht kamen sogar zweierlei Pyroxene (Hypersthen? Augit?) vor.

Der größte Teil des dritten wesentlichen Gemengteils, des Eisenerzes ist *Ilmenit*, ein kleinerer Teil ist *Titanomagnetit*, der sich aber in einzelnen Gesteinen vermehrt. Der Ilmenit erscheint in feinen Fäden, in längeren Stäbchen, Leistchen, bezw. leistenförmigen Kristallen und in deren kornförmigen Querschnitten. Die Leistchen und Fäden sind meist nicht starr, sie verbiegen sich, manchmal sogar mehrfach, häufig sind sie auch zerbrochen. Ihre Ränder sind oft ausgerfranst und übergehen in feine Fäden. Sie sind meist vereinzelte Individuen, die sich bisweilen auch in kleineren Aggregaten sammeln und einander dann unter schieferm Winkel kreuzen und oft wahrhaft radialstrahlig geordnet sind. Solche sich baumastförmig verzweigende Wachstumsformen aber, wie in der Grundmasse, kommen unter dem porphyrischen Ilmeniten nicht vor. Sie sind ziemlich groß, sie erreichen sogar auch die Größe von 1 mm, aber durchschnittlich bleiben sie unter 0.5 mm. Nur in einzelnen Gesteinen habe ich spärlich blättchen- und schuppchenförmigen Ilmenit mit ganz unregelmäßigen Umrissen gefunden. Der Ilmenit ist an mehreren Stellen in starker Umwandlung begriffen, er hat sich hauptsächlich in Titanomorphit umgewandelt, aber häufig ist auch das Gemenge von Limonit (selten Haematit) und Titanit. Der letztere besteht entweder aus limonitischen

Titanithaufen, oder der Limonit herrscht vor und aus dessen Rand kommen die reinen Titanitkristalle hervor.

Der *Titanomagnetit* erscheint meist in Oktaëderdurchschnitten oder in kleinen Haufen, aber auch seine Substanz ist zum guten Teil Titanit und Limonit geworden. Ein solcher Haematit oder Limonitfleck, in oder um welchen kein titanitisches Zersetzungsprodukt wäre, ist sehr selten und häufiger nur in einzelnen Gesteinen von brauner Farbe zu finden.

Ich erwähne noch den *Zirkon*, den *Apatit* und den *Rutil*; sie sind hauptsächlich in Feldspaten und in Pyroxenpseudomorphosen zu finden.

Der sich auf die primären Gemengteile beziehende Mittelwert der volummetrischen Messungen (in abgerundeten Zahlen: Grundmasse 65%, Plagioklaseinsprengling 22%, Pyroxenpseudomorphose 8%, Eisenerz 4%, sonst 1%) zeigt kein gutes Bild, weil die verhältnismäßige Menge sowohl der Grundmasse, als auch der Einsprenglinge sehr veränderlich ist. Deshalb werde ich bei dem analysierten Gestein die volummetrischen Ergebnisse auch separat anführen.

Der Chlorit der Gesteine ist teilweise *Klinochlor*, teilweise *Pennin*. Der *Pennin* ist häufiger. Der *Klinochlor* ist meist eine breite Lamelle, manchmal besteht er im Inneren einer ganzen Pseudomorphose aus einem Kristall, abgerechnet, daß sie öfter ein polysynthetischer Zwillings ist. Er zeigt die normalen optischen Eigenschaften ($n_g : c = \text{um } 8^\circ$, $2 V \text{ cca } + 30^\circ$, $n_g - n_p = 0.010$, n_g -sehr blaßgelb oder farblos, n_p und n_m -grün), aber einzelne seiner Teile, die eine gelbliche, außergewöhnlich feine Farbsubstanz bedeckt, zeigen einen etwas abweichenden Pleochroismus: n_g blaßgelb, n_p (n_m) hell gelblichbraun. Seine anderen optischen Eigenschaften stimmen mit den normalen überein.

Der *Klinochlor* ist oft in Gemeinschaft mit dem *Pennin*, der ihn auch oft vertritt. Der *Pennin* erscheint in aussergewöhnlich dünnen Schüppchen oder in feinfaserigen verworrenen Häufchen. Seine feststellbaren optischen Eigenschaften sind die gewöhnlichen, seine anomale Doppelbrechungsfarbe ist nelkenbraun.

Die Chloritsubstanz verblieb nicht überall im Rahmen der Pseudomorphose; an manchen Stellen dringt sie in die Risse

und Spalten der Feldspate ein. Es kommt vor, daß die Spalte von einem einzigen Klinochlorkristall ausgefüllt wird.

Der sich zum Chlorit hie und da gesellende *Pistazit* ist oft ein Vielling und zwar in mehreren Fällen nach der Basis (001), aber es kommen auch in der Form eines liegenden Kreuzes zusammengewachsene Kristalle vor. Einzelne seiner Kristalle zeigen auch eine kleine Farbenänderung bzw. Absorptionsänderung ($n_g > n_p$). Der *Zoisit* kommt in kleinen gedrunghenen Prismen, der *Ripidolith* in dünnen Lamellen, der *Delessit* in dichten Häufchen, der *Albit* in winzigen Flocken vor.

Die anderen Gesteine des erwähnten dicken Lavastroms, aber besonders diejenigen der dünneren Lavaschichten sind sehr kalkig und im allgemeinen viel stärker zersetzt, als die oben besprochenen, sogenannten frischeren Glieder. Diese hochgradige Zersetzung kann man äußerlich nicht wahrnehmen, manchmal scheinen sie megaskopisch frischere Gesteine zu sein. Sie sind im allgemeinen grau, lichter oder dunklergrau, manchmal besitzen sie eine grünliche Schattierung. So aus gesprochen grün gefärbte, wie manche unter den Vorigen, gibt es hier keine. Manchmal sind die dunkelbraun. Ansonsten sind es gut porphyrische Gesteine mit dünner oder dickerer tafeliger Absonderung. Besonders die dunkelbraun gefärbten sind gute Massengesteinstypen.

Sie unterscheiden sich von den besprochenen Gesteinen hauptsächlich durch die größere Menge und die höhere Entwicklung der sekundären Mineralien, weiter durch die sehr große Menge des *Calcits*. Erwähnenswert ist, daß in einzelnen Gesteinen neben dem gänzlich glimmerisierten Feldspat sich auch solche, ganz gewiß primäre basische Plagioklase befinden, die von Calcit-, Serizit- und Chloritadern durch und durchgezogen sind und trotzdem sind die im Netzwerk gebliebenen kleinen Reste erstaunlich frisch und manchmal wasserklar.

Die *Albitisierung* ist auch häufig. Es gibt auch solche Feldspatpseudomorphosen mit sehr guter Kristallform, deren Substanz *Epidot*, *Calcit* und *Chlorit* ist, oder nur *Calcit* ev. nur *Saussurit*, in anderen Gesteinen mit kaolinischen Häufchen bedeckter Ton, welchen breite Calcitbänder oder einander kreuzende dünne Serizitbänder netzförmig durchdringen. In den Gesteinen, die Pyrit reichlich enthalten, scheint die Sili-

fizierung stärker sein, als anderswo. Solche Gesteine sind etwas auch saussuritisiert und im Saussurit kommen oft reine *Prehnit*-kristallaggregate, aber auch kleine Granatkörnchen vor. Der Pyrit bildet idiomorphe Kristalle, oder körnige Aggregate, oder aber schnurenähnliche Einlagerungen; überall ist er grösstenteils zu Hämatit oder Limonit umgewandelt.

Die Umbildung der Pyroxenporphyrite hat also mannigfaltige Ursachen, die teils der pneumatohydatogenen Phase angehören. Die dynamischen Umänderungen waren auch sehr stark, ihre Prozesse wirkten mit den hydatogenen Prozessen zum Teile gleichzeitig. Unter diesen metasomatischen Vorgängen war die Calcitisierung eine der stärksten, die Spuren derer hat aber die spätere Chloritisierung und Seritisierung teilweise verdrängt. Die Quarzbildung und die Pyritbildung war auch mancherorts bedeutend.

Die beobachteten petrologischen Verhältnisse zeugen, dass manche aus diesen Prozessen sich während des Lautes der Umänderung der Gesteine wiederholten. So ist z. B. der eine Teil des Calcits höchstwahrscheinlich aus gewöhnlichen wässerigen Lösungen durch Infiltration in die Gesteine hineingeraten. Es scheint sicher zu sein, dass die Hauptzeit der Quarzbildung mit der hydrothermalen Phase zusammenhängt, es entstanden aber beträchtliche Quarzmengen auch bei der Seritisierung und Calcitisierung. Die so entstandene Quarzsubstanz ist manchmal in dem ganzen Gestein überall zu finden. Den einen Teil des Serizits halte ich für direkte Ergebnisse dynamischer Wirkungen, der andere Teil ist schon so entstanden, wie es Prof. LEHMANN so genau erklärt, also infolge der Wirkung gelförmiger Adsorptionsverbindungen, „die K-Ionen sorbierten und durch Diffusion rhythmisch bis zur Serizitzusammensetzung anreicherten und dann im Verlauf der Abkühlung und unter Mitwirkung gerichteten Druckes in den kristallinen Zustand übergingen“.⁵

⁵ LEHMANN in: Neues Jahrbuch etc. B. Bd. 67. Abt. A. p. 94.

In diesen ilmenithältigen Pyroxenporphyriten kommen — zwar nicht oft — kleine *Mandeln* vor, deren Ausfüllungsmaterial *Calcit*, *Serizit* und *Chlorit* ist. Diese Mineralien bilden auch die Substanz der die Gesteine durchziehenden gewöhnlich schlängelnden Adern, wo zu ihnen sich noch *Limonit* und sehr selten auch *Hämatit* gesellt.

Einen verhältnismäßig frischesten Pyroxenporphyrit des dicken Lavastromes hat in meinem petrochemischen Laboratorium Herr Assistent: dipl. Ing. chem. E. POLNER analysiert. Die Zusammensetzung dieses Gesteins ist so, daß in seiner holokristallinen, hauptsächlich aus Feldspat bestehenden Grundmasse (64%), porphyrischer Labrador und Labradorandesin (23%), Pyroxenpseudomorphose (9%), Eisenerz und Zirkon, Apatit etc. (4%) zugegen sind. Die Menge des Zirkon, Apatit, Rutil etc. beträgt nur stellenweise 0·5%. Die sekundären Mineralien (Serizit, Calcit, Quarz, Chlorit, Epidot etc.) habe ich zum Feldspat resp. zum Pyroxen gerechnet. Die Dichte des Gesteins (Mittelwert) beträgt 2·819.

Originalanalyse :	OSANN's Werte : ⁶⁾	NIGGLI's Werte : ⁷⁾	Amerikanische Werte : ⁸⁾
Si O ₂ . 55·30	s . 63·47	S . 20	si . 162
Ti O ₂ . 2·36	A . 4·04	Al . 3·5	qz + 18
Al ₂ O ₃ . 17·86	C . 7·64	F . 6·5	al . 32
Fe ₂ O ₃ . 1·54	F . 15·55	Al . 14	fm 31·5
FeO . . 5·95	a . 4·5	C . 11	c . 25·5
MnO Spur	c . 8·5	Alk . 5	alk . 11
MgO . 2·83	f . 17		k . 10
CaO . . 7·75	n . 8·9	NK . 8·9	mg . 41
Na ₂ O . 3·36	Reihe . a	MC . 3·3	Schn . 5
K ₂ O . . 0·59	A ₆ C ₃ F . 55·07		
P ₂ O ₅ . 0·15	k . 1·15	BECKE's Werte : ⁹⁾	II . 4 . 3 . 5 .
+ H ₂ O . . 1·79		ξ 43	
— H ₂ O . . 0·23		η 57	
		ξ 35	
99·71		φ ₀₁₁ 14·9	

⁶⁾ A. OSANN: Der chemische Faktor etc. Heidelberg 1910. — Petrochemische Untersuchungen. Heidelberg 1913.

⁷⁾ P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. Berlin 1923.

⁸⁾ CROSS, IDDIGS, PIRSSON, WASHINGTON: Classification of igneous rocks. Chicago. 1903. und. H. St. WASHINGTON: Chemical Analyses of igneous rocks. 1917.

⁹⁾ F. BECKE in Tschermaks Min. Petr. Mitt. Bd. 36. p. 27—56. Wien.

Auf Grund alldieser Werte stimmt er hauptsächlich mit den Pyroxenandesiten überein und er paßt in deren Familie pünktlich hinein, sowohl in die OSANN'schen, als auch in die DALY'schen Gruppen. Im Systeme NIGGLIS gehört er in das pelé-citische Magma. Auf Grund der Umrechnungen ergibt sich auch, daß sogar in diesem verhältnismäßig frischesten Gestein die chemischen Werte betreffend eine Verschiebung eingetreten ist, infolge der Metamorphose. Gewiß ist, daß die grosse Menge des Quarzes in der amerikanischen Norm und der hohe Wert der NIGGLI'schen qz-Zahl eine Folge der Wegführung der Alkalien ist, da jedes sich entfernende Alkalimolekül 6 Kieselsäuremoleküle befreit. So ist auch das sehr wahrscheinlich, daß ein Teil jenes Kalkoxyds, welches man bei einzelnen Berechnungen zur Tonerde (Al_2O_3) binden muß, ursprünglich ein Pyroxen-Bestandteil ist. Dies erklärt die scheinbare Basizität des normativen Plagioklases, weil der Feldspat des Gesteins etwas saurer ist. Der Kalkoxyd-Gehalt des Pyroxens verhindert also die Nachweisung des Tonerdeüberschusses.

Porphyritlavaschlacke. Auf der NO-Seite der obersten Felsengruppe, am jetzigen oberen Teile eines Pyroxenporphyrit-Lavastromes kommen sehr interessante Lavaschlackarten vor, die weiter NÖ-lich teilweise mit eruptiven Brekzien und agglomeratischen Tuffen, teilweise mit anderen Lavaarten in Verbindung stehen. An zwei Stellen der mittleren Felsengruppe habe ich solche Lavaschlacke gefunden. Überall ist die Dicke ihrer Bänke sehr veränderlich und sie sind auch nicht zusammenhängend, wenigstens ich konnte es in den Aufschlüssen nicht folgen. An einer Stelle habe ich 40 cm Dicke festgestellt, sonst war sie überall dünner. Öfter verschwindet sie, dann kommt sie wieder zum Vorschein.

In diesen rotbraunen, dunkel violettroten Gesteinen sind megaskopisch sehr viele kleine (durchschnittlich 0.5 mm) und wenige größere (bis 10 mm) weiße Calcitmandeln und ganz unregelmäßige Calcitflecken sichtbar. Auf der ausgewitterten Oberfläche einzelner Gesteine zeigt sich eine verwaschene brekziöse Struktur. Das Ergebnis der näheren Untersuchung ist, daß die Substanz dieser Gesteine eine stark poröse Lavaschlacke ist, in der, abgesehen vom eingewander-

ten Calcit, stellenweise (mittlere Felsengruppe) auch fremde Substanz zugegen ist: kleine Stückchen von Porphyrituffen und von verschiedenen Porphyriten. Aber nur stellenweise, denn an den meisten Stellen haben wir mit ganz zusammenhängenden und einheitlichem Mandelstein zu tun.

Die Lavaschlacke selbst ist meistens stark gefärbt, unter dem Mikroskop ist sie ähnlich wie megaskopisch, nur selten ist sie lichter: blaßrot, blaßbraun, hell gelblichbraun u. s. w. Diese verschiedene Färbung verleiht ihr bereits hie und da eine etwas brekziöse Struktur. An manchen Stellen übergeht sie auch in die später zu besprechenden Schlackentuffe, die aus kleinen Schlackenkörnern aufgebaut sind.

Die Menge des Materials der Lavaschlacke wird manchmal neben der großen Mandelmenge in den Hintergrund gedrängt, bisweilen gibt sie die Mandel nur als eine dünne Rinde um. An diesen Stellen ist die Färbung intensiver. An anderen Stellen ist das Gestein etwas dichter, hier sind die Poren kleiner, hingegen wächst die Menge der porphyrischen Feldspate und auch seine Kristalle sind größer.

Die volummetrischen Messungen haben so abweichende Ergebnisse gegeben, daß die Mitteilung des Mittelwertes von der Verteilung der Bestandteile ein falsches Bild gegeben hätte. Deshalb führe ich nur die häufigen Grenzwerte an: Grundmasse 28—60%, Mandel 62—18, porphyrischer Feldspat (mit den ebsprochenen Einschlüssen) 10—18%.

Die *Grundmasse* der Lavaschlacke besteht vorherrschend aus dunkelfarbiger *Glasbasis*, auf welcher gewöhnlich keine nähere Struktur sichtbar ist. Aber es kommen auch lichtere Glasteile vor, auf denen bereits eine gewisse Differenzierung vorhanden ist: man kann eine sehr feine körnige Struktur und bisweilen Spuren einer feldspatischen Umkristallisierung wahrnehmen.

Die primären kristallinen Elemente der Grundmasse, die *Feldspatmikrolithe*, besitzen eine charakteristische Erscheinung. An ihren Enden verzweigen sie sich meist gabelig und die einzelnen Äste sind nadelförmig zugespitzt. Manchmal sind sie gekrümmt oder gebogen. In ihrem zentralen Teile befindet sich häufig ein farbiger Glaseinschluß, der entweder abgesondert ist, oder mit der zwischen den Zinken der Gabeln eindringenden

Grundmasse in loser Verbindung steht. In den viereckigen Durchschnitten der Mikrolithe finden wir oft regelmäßig orientiertes Glas, dessen Gestalt genau so ist, wie die des einschließenden Mikrolithes. Die Feldspatmikrolithe erheben sich von einigen μ bis 0.2 mm, ihre Größe beträgt durchschnittlich 50 μ . Ihre optischen Eigenschaften zeugen am besten auf basischen *Andesin*. Ihre Menge ist an manchen Stellen minimal, an anderen wieder vermehren sie sich stark. Nur sehr selten beginnt er zu serizitisieren.

Unter den an verschiedenen Stellen gesammelten Gesteinen sind die porphyrischen *Plagioklase* ($Ab_{62}-Ab_{50}$) in verschiedenem Stadium der Umwandlung. An manchen Stellen sind sie beinahe ganz frisch, an anderen serizitisch. Der in ihnen enthaltene Calcit kann größtenteils nicht aus ihnen stammen, weil in einzelnen Gesteinen, sogar im frischen Feldspat eine beträchtliche Menge Calcit vorhanden ist; in anderen Gesteinen sind die ganz calcitfreien Feldspate nicht frischer, wie diese. In den Dünnschliffen einzelner sehr kalkiger Gesteine auch nach Auslösung des Calcits bleibt ganz zusammenhängend der bisher verdeckte und durchzogene, ansonsten genügend frische Feldspat. Stellenweise sind höchstens einzelne Poren aus dem in seinem übrigen Teile frischen oder nur ein wenig serizitischen Feldspat zurückgeblieben. An einzelnen Stellen kann man auch beobachten, daß der Calcit zum Nachteile des Glaseinschlusses eingedrungen ist.

Die Kristallform der Feldspate, abgesehen von der häufigen Protoklasis, ist beinahe immer automorph, nach der *c* Kristallachse sind sie etwas gestreckt und nach (010) sind sie tafelig, oder nach der *a* Achse etwas gedehnte Prismen. Die Letzteren sind häufiger, auch die Tafeln sind nur selten breit. Manchmal befinden sie sich in größeren Gruppen, dann scheint es, daß sie während des Flusses mechanisch zusammengespült wurden. Es beweist die Anordnung der Grundmassenelemente. Dann sind es manchmal Fragmente.

Die Feldspate sind beinahe nie wasserklar, sie enthalten immer Einschlüsse und manchmal sind sie mit diesen beinahe ganz überfüllt. Der größte Teil der Einschlüsse ist stärker oder schwächer gefärbtes Glas, welches hier und da das ganze Kristallnetzartig durchdringt. Meist sind sie aber nur zonar mit

Glas gefüllt. Es befinden sich aber in den Feldspaten auch Flüssigkeitseinschlüsse, Flüssigkeit- und Gaseinschlüsse, ferner *Apatit*, *Zirkon*, *Rutil*, *Titanomorphit*, *Titanit*, *Ilmenit*, kleine *Magnetit*- und *Hämatit*körner. Die sekundären Einschlüsse habe ich bereits erwähnt.

Ich habe nicht einmal chloritische Spuren der femischen Silikatmineralien gefunden. Im dunkeln Glase kann man selten größere *Eisenerzkörner* nachweisen. In der an Eisenoxyd reichen und stark gefärbten Grundmasse kann man zuweilen nur einzelne dunkelbraune und schwärzliche unregelmäßige Flecken sehen, die vielleicht vom Auflösen der Substanz solcher porphyrischer Eisenerze (*Magnetit*?) stammen.

Die zahlreichen Poren der Lavaschlacken, die gegenwärtigen *Mandeln*, sind nur selten regelmäßig oval, oder kreisrund, meistens elliptisch gebogen, länglich ausgezogen, in der Fliessrichtung gestreckt u. s. w., aber sie besitzen immer scharfe Grenzlinien. Ihr Ausfüllungsmaterial ist beinahe überall fein zwillingsstreifiger *Calcit*, der entweder als Häufen kleinerer Körner, oder als einheitliches reines Kristall die Blasenräume ausfüllt. In einzelnen Lavaschlacken der mittleren Felsengruppe befindet sich auch *Quarz* und *Chalcedon*, die die Mandeln entweder allein, oder zusammen mit *Calcit* bilden. Am Ausfüllen der unregelmäßigen Hohlräume nimmt der *Serizit* anderswo *Chlorit*, oder zusammen auch teil, und zwar so, daß sie den vorherrschenden *Calcit* in der Form von dünnen Adern umspinnen oder in Form faserig-schuppiger Maschen zonar umgeben. Oft verdrängen sie den *Calcit* teilweise oder fast ganz. Ich bemerke, daß weder die Mikrolithe noch die porphyrischen Feldspate in keinem so stark glimmerisierten Zustande sind, daß man annehmen könnte, der *Serizit* der Mandeln stamme von ihnen ab. In den Mandeln kommt noch *Limonit* und kleine Bruchteile des Gesteins vor.

Die Gesteine zeigen keine sehr starken Spuren der Streßwirkung.

Eine solche Porphyritlavaschlacke der oberen Felsengruppe, in welcher die Feldspate verhältnismäßig die frischesten und die Blasenräume mit *Calcit* ausgefüllt sind, analysierte mein Assistent, Herr Ingenieur E. POLNER. Die Zusammensetzung des analysierten Gesteines ist eine solche, daß in seiner

aus vorherrschend rotbrauner Glasbasis, untergeordnet aus Plagioklasmikrolithen bestehenden Grundmasse (58%), porphyrischer Plagioklas (19%) aus der Labradorandesin- und basischen Andesinart ($Ab_{58}-Ab_{54}$), porphyrisches Eisenerz(?) (1%?) und meistens mit Calcit ausgefüllte Blasenräume (22%) sichtbar sind. Auf die Menge des Eisenerzes kann man grösstenteils nur folgern. Die Einschlüsse des Feldspates habe ich zur Menge des Feldspates gerechnet, aber deren Menge ist, die Glasienschlüsse abgerechnet, gering. Der Mittelwert des spez. Gewichtes des Gesteins ist : 2.793.

Daß die in die Blasenräume eingedrungene große Menge des Calcits das Bild der Analyse nicht störe, haben wir ihn aus dem zur Analyse vorbereiteten Material ausgelöst: den Staub des Gesteins haben wir mit 10%-ig verdünnter Salzsäure cca 3 Stunden lang behandelt, so lange das Brausen anhielt. Unterdessen haben sich 16% $CaCO_3$ ausgelöst. Kieselsäure-Ausscheidung ist keine vorgekommen, nur ein sehr geringes Quantum von Eisenoxyd hat sich ausgelöst.

Originalanalyse :	OSANN's Werte :	NIGGLI's Werte :	Amerikanische Werte :
SiO_2 . 51.20	$s = 60.22$ $S = 19$	si . 148	qu . 7.34
TiO_2 . 1.05	$A = 4.96$ $Al = 4$	qz . 2	or . 7.67
Al_2O_3 . 18.03	$C = 7.31$ $F = 7$	al . 30.5	ab . 30.17
Fe_2O_3 . 6.20	$F = 15.34$	fm . 34	an . 29.30
FeO . 5.01	$a = 5.5$ $Al = 14$	c . 23	hy . 4.52
MnO . 0.12	$c = 8$ $C = 10.5$	alk . 12.5	di . 5.70
MgO . 1.82	$f = 16.5$ $Alk = 5.5$	k . 19	mt . 8.98
CaO . 7.40	$n = 8.0$ $NK = 8.0$	mg . 24	ilm . 1.99
Na_2O . 3.57	$Reihe = \alpha$ $MC = 2.5$	Schn . 4/5	Il . 5.3.4.
K_2O . 1.30	$A_6C_2F = 59.72$	BECKE's Werte :	
P_2O_5 . Spur	$k = 1.00$	ξ . 43	
+ H_2O . 4.38		η . 53	
- H_2O . 0.35		ζ . 55	
100.43		ϑ_{011} . 12.7	

Aus den Angaben der Analyse, hauptsächlich aus den durch Berechnungen erhaltenen Werten geht hervor, daß die Umwandlung in diesem Gestein die chemische Zusammensetzung viel weniger beeinflusste als beim Pyroxenporphyrit. Doch muss es etwas Alkalien weggeführt haben, weil man nur so verstehen kann, daß in einem so wenig Kieselsäure enthalten-

dem Gestein so ziemlich viel normativer Quarz zugegen sein kann, trotzdem keine Spur von primären Quarz vorhanden ist. Die Wegführung der Alkalien ist hauptsächlich das Ergebnis der Umwandlung der Grundmasse, weil die Feldspateinsprenglinge in keinem so zersetzten Stadium sind, daß eine nennenswerte Alkalienmenge aus ihnen weggeführt hätte werden können.

Die Familienwerte des Gesteins stehen zum Pyroxenandesit am nächsten. Im Systeme Niggli gehört das Gestein in das normaldioritische Magma.

Plagiophyrit-Mandelstein. In den oberen und mittleren Felsengruppen des kleinen eruptiven Streifens besteht eine dickere und mehrere dünne Lavaschichten aus violettbraunem Plagiophyrit, der an den meisten Stellen mandelsteinig ist. Der dickste Teil des dicken Lavastromes ist cca 2 m stark. In der untersten Felsengruppe konnte ich diesen braunen, rotbraunen und violettbraunen Porphyrit nur in einer einzigen Schichte finden.

Es sind sehr gute salphyrische Gesteine mit viel Feldspat, dessen Farbe weiß oder grünlichweiß ist; die Prismendurchschnitte sind nur teilweise glänzend, erheben sich bis zu 5 mm. Noch auffallender sind jene sich bis zu 15 mm erhebende Mandeln, die mit einer rotbraunen, grünlichgrauen oder grünlich-weißen Quarzsubstanz und mit Calcit ausgefüllt sind. In der Lage der Mandeln zeigt sich eine gewisse Richtung, gerade so, wie bei den Feldspateinsprenglingen einzelner solchen Gesteine. Diese Richtung, welche die Richtung der einstigen Strömung anzeigt, fällt mit der Streichenrichtung der Lavaschichten überein und in den gemessenen Fällen bildet sie auf den Schieferungsflächen mit der Linie des Fallens durchschnittlich 48°. Die Schieferung ist nicht so sehr ausgebildet, wie bei dem besprochenen Pyroxenporphyrit und die tafelige Absonderung in dieser Richtung ergibt auch nur dicke Tafeln. Diese sind also im Rahmen der betreffenden Lavamasse wirkliche Massengesteine.

Der erwähnte dicke Lavastrom kommt an seiner SW-lichen Seite mit einer dicken Tuffschicht in Kontakt, mit welcher er am härtesten zusammengeschmolzen ist. Die mineralische Zusammensetzung dieses Tuffes ist identisch mit der des

Plagiophyrits. Die Berührungsfläche ist nicht gerade. Die auf der NO-Seite, also am jetzigen oberen Teile befindliche Tuffschicht ist mit dem Massengestein in keinen so engen Zusammenhang. Dieser Tuff ist ein sehr gemischter Typus.

Die *Grundmasse* des Plagiophyrits war größtenteils glasig, in welcher die ursprünglichen Plagioklasmikrolithe nur vereinzelt vorkommen. Seine Struktur ist hyalopilitisch bzw. an einzelnen Stellen pilotaxitisch. Das Glas hat sich aber nachträglich teilweise umkristallisiert. Die verbliebenen isotropen Teile bedeckt ein blasser, violettbrauner Farbstoff, der sich bei sehr starker Vergrößerung als winzige farbige Gebilde, hauptsächlich als eine Anhäufung von Globuliten erwiesen hat. Eine solche granulierten Substanz bedeckt, wenn auch nicht so dicht, die nachträglichen Kristallisationsprodukte, die winzigen Quarzfeldspatartigen Flaumen und die verwirrt faserigen Serizitaggregate.

Einzelne Globulitkörnchen haben sich aus der Grundmasse abgelöst und sind in die Blasenräume gelangt, wo in der ausfüllenden serizitischen oder chloritischen Substanz schwebend, viel regelmässigen Formen zeigen.¹⁰ Besonders an den Rändern einer Quarzmandel zeigen einige in den Quarz eingebettete Globulite eine regelmäßige Kreisform, andere wiederum zeigen eine isometrische Kristallform und nicht alle sind opak. Einzelne sind sehr stark lichtbrechend, andere zeigen auch eine kleine Doppelbrechung, die aber infolge ihrer Winzigkeit nicht sehr zur Geltung kommt. Die größten erreichen beinahe den Durchmesser von 100 μ . Diese Substanz bedeckt die ursprünglichen Feldspatmikrolithe nicht.

Das Maß der Feldspatmikrolithe erhebt sich von 20 μ bis zur Größe von 0.5 mm. An vielen Stellen beginnen sie sich zu zersetzen. Die frischesten zeigen von 0° — 14° sich erhebende Auslöschung; am häufigsten kommt die 10° -ige vor. In einigen glücklichen Fällen habe ich *Albitoligoklas* bestimmt.

¹⁰ Auch Prof. LEHMANN erwähnt in den Schalsteinen des Eisenerzlagers Theodor (Neues Jahrbuch. B. Bd. 67. Abt. A. p. 4.) solche winzige unbestimmbare Körnchen, die für die Schalsteingrundmasse charakteristisch sind. Die Tatsache, dass diese in den Säumen der Mandeln zu finden sind, während das Innere der Mandeln fast frei davon ist, erklärt er so, dass diese Körnchen in dem die Mandeln ausfüllenden Gele (Sol) nach den Rändern wanderten.

Die Feldspateinsprenglinge sind scharf abgegrenzte automorphe Formen, einfache Kristalle oder aus wenigen Individuen bestehende Albitzwillinge, zu den sich Karlsbader- und Periklin-, sehr selten auch Manebacher Zwillinge gesellen. Ihrer Art nach sind sie *basische Oligoklase* ($Ab_{74}-Ab_{68}$). In einigen Gesteinen zeigen sie eine starke Umwandlung, es entstand hauptsächlich Serizit und Quarz aus ihnen und in den mit der Grundmasse in Kontakt stehenden Teilen ist auch ein wenig Epidot vorhanden. Die dynamischen Wirkungen kann man sogar an der frischesten wahrnehmen: sie sind gefältelt, gebogen und bisweilen zerdrückt. In einzelnen Gesteinen haben sich die aus ihnen entstandenen Serizitschuppen und Fäden im großen ganzen in einer Richtung gelagert.

Die sehr kleinen und spärlichen Chlorithäufchen und Schnüre zeigen die ursprüngliche geringe Menge des *femischen Silikatminerals*. Das Eisenerz hat sich gänzlich zu *Limonit*, untergeordnet zu *Hämatit* zersetzt. Minimal ist das Quantum des *Zirkon*, *Apatit*, *Rutil*, *Titanit*, *Pikotit*. In manchem Gestein findet man auch einige Körner porphyrischen *Quarz*.

Die Substanz der sehr häufigen und bisweilen in großer Menge vorkommenden *Mandeln* besteht gewöhnlich aus *Quarz*, *Chalcedon*, untergeordnet aus *Calcit*, *Serizit*, *Prehnit*, *Limonit* und tonigen Produkten. Der Quarz und der Chalcedon bilden gewöhnlich gemeinsam die scharf abgegrenzten Mandeln und in den einzelnen Gesteinen füllen diese die gut kristallförmigen Plätze der gänzlich zu Grunde gegangenen Feldspate aus. Die Bildung der Mandeln ist sehr mannigfach. Eine zusammengesetzte Mandel ist so, daß sie im äußersten Teil nicht sehr regelmäßig *Calcit* ausfüllt, in länglichen oder stengeligen Kristallen, weiter darinnen ist Quarz in einer Zone kleiner, unregelmäßiger Körner, den innersten, größten Teil nimmt aber Chalcedon ein. In sehr vielen Chalcedonmandeln ist im innersten Teile ein körniges Quarzaggregat, anderorts ein Hohlraum, wo am inneren Ende der Chalcedonfädchen terminal automorphe Quarzkristalle sitzen. Den innersten Teil bildet selten Limonit oder Calcit. Die Quarzmandeln werden oft von einem blaßroten, blaßgelben, oder blaßbraunen Farbstoff bedeckt.

In den Plagiophyritmandelsteinen ist die Verteilung der

Bestandteile nur etwas gleichmässiger als in den Pyroxenporphyriten, aber die durchschnittlichen Zahlen der Ergebnisse der volummetrischen Messungen zeigen auch hier nicht viel: Grundmasse 63%, porphyrischer Plagioklas 18%, p. Eisenerz 5%, Blasenraum bzw. Mandel 12%, Sonst 2%.

Am Nordrand der oberen Felsengruppe ist in diese Gesteine viel *Calcit* gelangt, der sowohl die Grundmasse als auch den porphyrischen Feldspat gänzlich infiltrierte und in diesen in winzigen Körnchenaggregaten ausgeschieden ist. Ebenfalls *Calcit* bildet auch hier den größten Teil der Ausfüllungssubstanz der Mandeln.

Einschlußförmig erscheinen jene kalkigen Quarzitlinsen und Haufen, die hie und da aus kontaktem Sandstein bestehen, mit mehr oder weniger Epidot, andere wieder bestehen aus wasserklaren Quarz- und *Calcit*kristallen, auf welchen ich gar keine Kontaktwirkung bemerken konnte, die aber sehr zusammengepreßt waren. Diese sind vielleicht Reste der zu Linsen gepreßten Gänge.

An der SW-Seite der erwähnten dicken Plagiophyritmandelsteinbank kommen normale Plagiophyrite vor, in deren Grundmasse die ursprünglich kristallinen Elemente vorherrschen, ja es gibt sogar auch holokristallin entwickelte Exemplare. Ihre allgemeine charakteristische Eigenschaft ist, daß sie nicht mandelsteinig sind und sehr viel Magnetit enthalten. Ihre mineralische Zusammensetzung ist eine ebensolche, wie die der besprochenen hyalopilitischen Arten.

Es ist offenkundig, daß diese normalen Plagiophyrite den inneren Teil des Lavastromes vertreten, wo sie genügende Zeit und Mineralisatoren zur etwas länger andauernden Auskristallisierung hatten.

Ich erwähne noch, daß mit den Plagiophyritlavaströmen in Verbindung auch Lavaschlacken vorkommen, die mit ihnen mineralisch ähnlich zusammengesetzt sind. Derer Struktur ist im großen ganzen so, wie die besprochene basische Porphyritlavaschlacke, aber noch poröser. Sie sind auch stärker porphyrisch. In der Ausfüllung der Blasenräume spielt die Kieselsäure eine größere Rolle, als in den besprochenen Schlacken.

Porphyrituffe. Zwischen den erwähnten Lavaströmen kommen tuffige Teile, ja sogar ausgesprochene Tuffschichten

vor, deren Dicke sich aber sehr schnell verändert. Zwischen ihnen sind auch in starke, im allgemeinen sind sie aber dünner als die Lavaströme und auch stärker zusammengepreßt.

Sie sind meist agglomeratisch und unter ihnen ist ein reiner Typ selten, weil zwischen den Agglomeraten oft auch alle zwei der Haupttypen vorkommen, ja, mit diesen zusammen kommen auch Stücke vieler anderer Massengesteine von abweichendem Typ vor. Die Tuffe vom verhältnismäßig reinsten Typ kann man auf der NO, also auf der äußeren Seite finden; hier gibt es solche, die vorherrschend aus Pyroxenporphyrit-Auswürflingen bestehen, in der Mitte kommen auch reine Plagiophyrittuffe vor, während die Tuffe der SW-Seite allgemein, aber nicht ausnahmslos ein sehr farbiges Bild geben.

Das Äussere dieser Tuffe ist sehr mannigfach. Im allgemeinen sind sie lichter gefärbt: gelb, gelblichbraun, gelblichgrau, rötlichgelb, grünlich, blaßbraun, blaß rotbraun und manche sogar graulichweiß. Teils sind sie sehr dicht, aus megaskopisch kaum sichtbaren Bestandteilen aufgebaut, teils sind sie feinkörnig, aus durchschnittlich 1 mm-igen Gesteinsstücken zusammengesetzt, die man infolge ihrer verschiedenen Farbe manchmal auch megaskopisch unterscheiden kann. Es gibt auch grobkörnige, mit sich bis zu 2 cm erhebenden Lapillis. Die Schieferung stimmt in den meisten Fällen mit der ursprünglichen Schichtung überein und nur in der SW-Seite der einen Plagiophyritmandelstein-Lavaschicht habe ich transversal geschieferte Tuffe gefunden. Die Abweichung ist aber auch hier gering.

Die Form der Agglomerate ist genügend unregelmäßig, aber in den meisten Fällen sind sie rundlich, manchmal oval, selten sind sie ausgetreckt. Wo die Grenze dieser Auswürflinge das Anhäufen eines Gemengteiles der Bindemasse anzeigt, oder wo binnen der Agglomeratstücke sich das Eisenerz, der Chlorit oder eine andere Substanz ansammelte, oder wo zwischen der Bindemasse und den eingeschlossenen Stücken der stoffliche und der die Farben betreffende Unterschied groß ist, hat sich die Grenze nichteinmal bei einer hochgradigen Umkristallisierung gänzlich verwaschen. An allen übrigen Stellen wird die Untersuchung von der starken Umbildung erschwert. In zweifelhaften Fällen erleichtert das Erkennen, daß die Bindemasse stärker umgewandelt ist, als die Agglomerate und der Calcit

hat es auch immer stärker infiltriert. Bei größeren Lapillis sind die Grenzen immer schärfer.

Nur im allgemeinen entspricht es, daß je größer das Agglomerat ist, desto weniger *Bindensubstanz* sich zwischen den einzelnen Teilen befindet. Die grobkörnigen Agglomerate führen manchmal zu den eruptiven Brekzien hinüber, wo sich die einzelnen Gesteinsstücke bisweilen ohne Tuffcäment an einander anpassen, manchmal vertritt selbst die Lava das Kitt. Es gibt aber auch sehr feinkörnige Tuffe mit minimaler Kittsubstanz. Solche sind auch im allgemeinen die feinkörnigen Schlackentuffe, wo die Cämentmasse zwischen den Schlackenstücken manchmal nur als ein Band erscheint.

Die *Bindemasse* ist in den meisten Fällen ein sehr feiner Aschentuff, mit spärlichen Mineralienfragmenten, seltener Mineralientuff, die immer umgewandelt und manchmal tonig, anderswo zeolithisch verwittert sind. In einzelnen Tuffen ist das Eisenoxyd in aus winzigen *Ferriit*körnchen bestehenden Haufen ausgeschieden. Zwischen den übrigen Umkristallisierungsprodukten sind in größter Menge *Serizit*schuppen und *quarz-feldspatartige Flaumen* vorhanden. Aber die aschengraue amorphe Substanz herrscht vor. Sporadisch hat sich auch *Epidot* gebildet. Daß der sich stellenweise sehr vermehrende *Calcit* aus der Substanz des Tuffes ausgeschieden sei, ist wenigstens zweifelhaft. Die Erscheinungsverhältnisse weisen an vielen Stellen eher auf eine spätere, grösserenteils aber vor der Pressung eingetretene Infiltration. An manchen Stellen bilden die Umkristallisationsprodukte einzelne Flecken und Nester. Die Menge dieser Anhäufungen vermehrt sich manchmal so, daß die amorphen Tuffteile mit einander gar nicht mehr zusammenhängen.

Unter den lichter gefärbten Aschentuffen gibt es auch solche, die sich zu sehr feinem *Mikrofelsit* umkristallisiert haben, in welchem aber immer *Serizit* vorhanden ist und zwar manchmal in beträchtlicher Menge. Die durch den Ferrit und noch kleineren, stark lichtbrechenden Körnern verursachte Granulation kann man auch hier wahrnehmen, aber die Menge dieser winzigen Körner ist unvergleichlich geringer, als in den beschriebenen Massengesteinen.

Die in die Bindemasse eingebetteten *grösseren Feldspate*

sind nur teilweise Fragmente; oft sind sie scharf automorphe Kristalle, aber natürlich sind die manchmal splitterförmig zerplatzten Fragmente in Mehrzahl. Diese Feldspate sind in einzelnen Fällen (in den Mikrofelsiten ausnahmslos) aus der *Oligoklasreihe*, aber es kommen auch solche Tuffe vor, in welchen *Andesin*, *Labrador* und die sich zum Labrador neigenden Plagioklasse vorherrschen.

Eine genaue Unterscheidung der Plagiophyrittuffe und Pyroxenporphyrittuffe ist infolge der meistens hochgradigen Zersetzung oft schwer, ja sogar oft nicht durchführbar, darum betrachte ich diese zusammennehmend. Ich füge noch hinzu, dass in vielen Fällen die saureren und basischeren *Feldspate* zusammen vorkommen.

Eine allgemeine Eigenschaft der Feldspate ist, daß sie mechanisch stärker deformiert sind, als diejenige der besprochenen Massengesteine; der allgemeine Grad ihrer chemischen Umwandlung ist auch größer, obzwar manchmal in den gänzlich umkristallisierten Tuffen genügend frischer porphyrischer Feldspat vorkommt.

Die Menge des *Chlorits* (hauptsächlich *Pennin*) ist immer wenig, desto charakteristischer sind die mächtigen, manchmal 5 mmigen *Haematit*- und *Limonithaufen*, in denen Titanit fast immer zu finden ist.

Aber nicht nur der Aschentuff ist die Kittmasse, sondern auch der feinkörnige, agglomeratische Tuff, besonders zwischen den größeren Agglomeratstücken.

Der größere Teil der Agglomerate besteht aus Lavaschlacken, also der größere Teil der Tuffe besteht aus Schlackentuffen. Aber reichlich ist auch der hyalopilitische Plagiophyritmandelstein zugegen. In einzelnen Tuffschichten sind auch Pyroxenporphyritstücke vorhanden, manchmal herrschen sie auch vor, sie sind in viel größerem Maße mandelsteinig, als die in den Lavaströmen vorkommenden.

Aber außer den besprochenen Gesteinen, kommt unter den Agglomeraten eine ganze Reihe *fremder Porphyrite* vor, solche, die in diesem kleinen Eruptivstreifen selbständig nicht anstehen. Der häufigste von diesen ist das beinahe rein aus Feldspatmikrolithen bestehende lichte *holokristalline Grundmassenfragment*, in dem Oligoklas porphyrisch ausgeschieden

ist. In der ebenfalls holokristallinen Grundmasse eines anderen Gesteinstückes sind verhältnismäßig viele chloritische (Pyroxen?) Pseudomorphosen und Eisenerzkörner. Dann sind *mikrofelsitische Porphyrite* mit porphyrischem Quarz, mit Andesin und mit Eisenerz umrahmtem Chlorit (Amphibol?) Pseudomorphosen. Auch die *an Eisenerz sehr reichen Porphyritstücke* sind nicht selten. In diesen ist das Eisenerz entweder sehr gut ausgebildeter Ilmenit in Stäbchen und Leisten, oder Magnetit in hämatitischen und limonitischen Körnern, oder Limonit als gleichmäßig verteilte Färbung. Und noch unzählige Porphyritarten. Dann kommen auch ganz fremde Gesteinstücke vor. Der häufigste ist der *Quarzsandstein* und eine vollständig *kristalline Kalksteinart*.

Der *Calcit* hat nicht nur die kittende Tuffsubstanz, sondern, nur in kleinerem Maße, zwar auch die eingeschlossenen Lapilli impregniert. Besonders die Lavaschlacken sind so, aber auch die anderen bilden keine Ausnahmen, auch die holokristallinen Porphyrite nicht. Einzelne Tuffschichten hat der Calcit so in seine Macht genommen, daß sie wirklich wie Kalkschiefer aussehen und nur eine sehr eingehende Untersuchung überzeugt uns, daß es Porphyrittuffe sind. Manchmal tritt erst nach der gänzlichen Auslösung des Calcits ihr ursprüngliches Sein zu Tage.

Besonders erwähne ich die wichtigen *Dolomit-Einschlüsse*. Die Dolomitbrekzien enthaltenden Tuffe und eruptiven Brekzien sind gewöhnlich feinkörnige, graue oder grünlichtgraue Gesteine von durchschnittlich 1—2 mm Korngröße. Ihre Substanz ist zum großen Teil agglomeratischer Tuff mit stark zersetzten Porphyritstücken; ein kleinerer Teil besteht aus Dolomitstücken. Dieser Dolomit ist so, wie die Karbondolomite der Gegend: er besteht aus isometrischen kleinen Körnern, die manchmal auch die charakteristische verbogene Ausbildung zeigen, die unter dem Mikroskope sich in der undulösen Auslösung offenbart. Die Stücke selbst sind in den meisten Fällen eckig.

Die Struktur der Tuffe und Brekzien zeigt offenkundig, daß der Dolomit in diesen Fällen als Einschuß, als ein vom Nebengestein abgerissenes Projektil vorhanden ist. Die feine

Kittmasse, wie auch die kleinen Porphyritlapilli haben sich an die Form der Dolomiteinschlüsse gerichtet, geordnet.

Noch nicht ganz so rein steht vor mir jenes Bild, welches ich aus dem Studium des Materials der sich neben den Vorkommen befindlichen Schichten, der eruptive Einschlüsse enthaltenden Dolomitbrekzien, erhalten habe. Diese sind gewöhnlich grobkörnig, es sind unter den einzelnen Brekzien nussgroße, ja sogar faustgroße Stücke. Ihre Substanz ist vorherrschend Dolomit, zwischen dessen großen Stücken spärlich kleine, gewöhnlich rundliche Porphyritagglomerate vorkommen. Dies sind meist mit Calcit impregnierte Schlackenstücke. Das ganze kittet ziemlich reiner Calcit mit manchmal stengeliger Struktur zusammen. Vor uns liegt auch hier eine Vermengung, die vor den grossen dynamischen Prozessen geschehen ist.

Nachdem die Aufschlußverhältnisse hier sehr ungünstig sind, ferner, weil ich zur näheren Untersuchung der Brekzien erst ein kleines Gebiet durchforscht habe, kann ich mich darüber nicht äußern, in was für einem Verhältnis der Porphyritmaterial enthaltende Dolomit mit dem von hier nach N und O ziehenden mächtigen karbonen Dolomit- und Kalkgebiet steht. Aus den bisherigen Untersuchungen ist nur das gewiß, daß neben dem Porphyritvorkommen 34 Schritte N-lich und cca 100 Schritte östlich noch die Vermengung des Eruptivums mit dem Dolomite vorkommt, aber neben dem Tunnel von Lillafüred und in den brekziösen Dolomiten der ober dem Haupttal von Hámor sich erhebenden mächtigen Felsen keine Spur davon zu finden ist. Man muß also zuerst jene Frage lösen, die ich bereits in der Einleitung erwähnte, ob nämlich diese Dolomite mit einander gleichen Alters sind?

Ganggebilde. Ich muß noch jene Gebilde erwähnen, die in dünneren und dickeren Gängen erscheinen.

An der NO-Seite des Vorkommens, aber besonders im südlichen Teile der untersten Felsengruppe hat den Pyroxenporphyrit und seinen Tuff ein ganzer Schwarm von Gängen durchzogen. Davon ist die häufigste eine porphyrische Gangart, die man vielleicht am richtigsten Gangporphyrit nennen kann, nachdem sie vom Dioritporphyrittyp noch ziemlich entfernt steht. Genügend häufig ist auch der Gangquarz, selten sind die aplitischen Gänge.

Die Nebengesteine der Gänge sind sehr umgewandelt, besonders in der Nähe der dicken Quarzgänge. Am Massengestein kann man hauptsächlich Epidotbildung wahrnehmen, die Tuffe sind noch stärker umgewandelt. Sie sind stark sillifiziert, an manchen Stellen epidotisiert, besonders ihre in Gänge gelangte Fragmente. Aber auch in den Gängen kann man die Kontaktwirkung der Nebengesteine gut sehen.

Die Physiographie der Gangporphyrite ist folgende: graulichgrüne oder blaßgrüne Gesteine, mit sich bis 3 mm erhebenden glitzernden porphyrischen Feldspaten. Ihre Grundmasse besteht aus durchschnittlich 0.2 mm-igen, zwillingsstreifigen Mikrolithen (um Ab_{66}) und aus kleineren, ganz xenomorphen Feldspatilaunen, die oft mit Epidotkristallen vollgesteckt sind. Die Mikrolithe verbindet ein stufenförmiger Übergang mit den Feldspateinsprenglingen, die meist aus der Andesinreihe sind (Ab_{64} — Ab_{67}). Sie sind immer zwillingslamellig und genügend frisch, aber an einzelnen Stellen, besonders um größere Tuffeinschlüsse herum, hat in ihnen eine Epidotbildung begonnen. Häufig sind in den Gesteinen größere Feldspataggregate, die typisch körnig sind. An einzelnen Stellen kann man auch Haufen von kleinen Granatkörnern in der Nachbarschaft der Nebengesteinseinschlüsse finden. Die sich bis 0.8 mm erhebenden *Magnetit*- und *Ilmenit*kristalle sind immer stark zersetzt. Spärlich sind die *Chlorit*- (Penmin) Aggregate, die man infolge ihrer Form bisweilen für Pseudomorphosen halten kann.

Einzelne Arten dieser Gangporphyrite sind den vollkristallinen Arten der besprochenen Pyroxenporphyrite sehr ähnlich, nur bedeutend grobkörniger. Der sich in ihnen befindliche Epidot und Granat bildete sich aus dem Material und unter der Einwirkung des hineingelangten kalkigen Tuffes.

Hier erwähne ich auch das unter ihnen häufig vorkommende Kontaktprodukt, den *Epidosit*, der manchmal einzelne Streifen, große Linsen aber meistens unregelmäßige Aggregate bildet. Seine Substanz ist gewöhnlich *Pistazit* und *Quarz*, bereits weniger ist der *Albit*, der *Chlorit*, der *Calcit*, der *Prehnit*, der *Klinozoisit*, der *Zoisit* β und der *Titanit*. Der Albit erscheint manchmal im Epidosit auch in größeren Körneraggregaten, wann seine Körner sich im großen ganzen mit geraden Seiten

miteinander berühren und voll mit kleinen Quarz-, Epidot- und Magnetitkörnern sind; sie besitzen eine wahrhafte Siebstruktur.

Der Gangquarz erscheint gewöhnlich in dicken, oft in wirklich mächtigen Gängen. Der größte Gangrest, welchen ich gemessen habe, ist 1·18 m dick. Sein Gestein ist graulich-weiß, selten grünlichgrau. An den Rändern ist er gewöhnlich grünlich, wo das Material des Nebengesteins epidotisiert ist und dieser *Epidot* auch in die Quarzgänge hineingelangte. An anderen Stellen ist in diesen Gängen viel *Calcit* vorhanden; in diesen Fällen hat sich der Quarz und der *Calcit* manchmal typisch pegmatitisch miteinander verwoben, die bisweilen auch mit freiem Auge gut sichtbar ist.

Die Korngröße des immer überwiegend vorherrschenden Quarzes ist sehr verschieden. Es gibt grobkörnige Teile von durchschnittlich 6—10 mm und feinkörnige bis zu 0·1 mm. Die Gestalt der Quarzkörner ist ebenfalls verschieden. In einzelnen Gängen bestehen sie aus in der Richtung der Schieferung stark ausgedehnten Lamellen, in den meisten Stellen aber bilden sie granitisch körnige Struktur. Die einzelnen Körner sind, die immer sehr zahlreichen *Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse* abgerechnet, entweder wasserklar, oder sie enthalten kleine zersetzte Stücke der Nebengesteine.

Wo der Quarz mit dem *Calcit* zusammen vorkommt, was ein häufiger Fall ist, dort sind sie größtenteils gleich alt. Dies zeigt ihre Verwebung. Auch im *Calcit* finden sich viele Flüssigkeit- und Gaseinschlüsse, kleine Teilchen des Nebengesteins, kleine Epidotkriställchen usw.

Oft gesellt sich auch *Feldspat* zum Quarz, der aber meist nur auf der Seite der Nebengesteine der Gänge vorkommt. In solchen Fällen kann man bisweilen gut beobachten, daß der umgewandelte aber automorphe *Feldspat* des Nebengesteins sich in den Gang hinein fortsetzt, aber an der Grenze des Ganges mit einer sehr kleinen Stufenförmigkeit wasserklar wird und sich auch in der Art verändert und als solcher sich im Gang fortsetzt; seine Endigung wird aber xenomorph. Der *Feldspat* kommt auch zwischen den Quarzkörnchen vor, in xenomorphen Körnern. Zwischen ihnen habe ich *Albit* bestimmt.

In einzelnen Gängen sind auch reichlich automorphe *Pen-*

ninkriställchen vorhanden. Der seltene *Epidot* kommt in den Gängen entweder in einzelnen unreinen Körneraggregaten oder in ganz reinen automorphen Kristallen eingewachsen vor.

Diese Quarzgänge zeigen ebenso, wie die weiter unten zur Besprechung gelangenden Aplitgänge sehr starke Spuren der *dynamischen Wirkungen*. Sie sind sehr stark zusammengepreßt. Die Quarzkörner zeigen oft nicht nur der polysynthetischen Zwillingsbildung ähnliche Streifung und der Spaltung, ähnliche Risslinien, sondern sie sind bei der Berührung miteinander zu verschiedenen orientierten Körnern zermalmt. Diese runzeligen Körner sind oft mit einem echten Mörtelkranz umgeben. Manchmal sind sie in ganzem zerrieben. Auffallend ist, daß die dynamischen Wirkungen an den Nebesgesteinen bei weitem nicht so stark sind.

Zu den Quarzgängen gesellt sich oft von Seite des Nebengesteins calcitischer Epidosit, gewöhnlich in größeren Nestern, in lang ausgezogenen Linsen. In diesen gesellt sich zum *Epidot* und *Calcit* noch ziemlich viel *Pennin*, wenig *Titanit*, *Rutil*, *Saussurit*, *Ton* usw. Die drei Hauptbestandteile bilden ziemlich reine, aber xenomorphe Kristalle, an der Grenze der Nebengesteine sind sie aber mit Ton bedeckt.

In der untersten Felsengruppe habe ich auch sehr mannigfach zusammengesetzte aplitische Gänge gefunden. Deren größter Teil ist Quarzplagiaplit, welcher wesentlich aus *Albit*, *Albitoligoklas* (bis Ab_{87}) und bedeutend wenigem *Quarz* besteht, zu dem sich ein minimales Quantum *Calcit*, *Magnetit*, *Haematit*, *Zirkon*, und an manchen Stellen sich stark vermehrender *Apatit* gesellt. Seine Textur ist panallotriomorph körnig. Es kommt aber auch wirklicher Plagiaplit vor, der aus *Albit* (um Ab_{95}), aus wenigem *Magnetit* und spärlich aus sehr wenigem *Pennin* besteht, abgesehen von der minimalen Menge der akzessorischen Gemengteile (*Apatit*, *Titanit*, *Calcit* u. s. w.) und den kleinen Teilchen des Nebengesteins. In einzelnen solchen Feldspatgängen vermehrt sich der *Pennin*, ja, er wird sogar vorherrschend. In diesen zeigt sich der Feldspat entweder in einzelnen Körnern oder in körnig-schuppigen Haufen in dem *Pennin* eingebettet, die Gestalt der einzelnen Kristalle ist nicht besser als in den vorigen Gängen.

Einzelne ausschließlich aus Albit bestehende Spaltenausfüllungen übergehen mit der Abnahme des Feldspates und dem Zutritt bzw. der Zunahme des Pennins in die fast ganz aus Pennin (minimal aus Calcit) bestehenden Adern. So ist das Material der ganz unregelmäßigen Klüfte und Risse, aber auch diese begleitet in vielen Fällen die Reihe der auf die Seiten der Nebengesteine gewachsenen reinen Feldspatkristalle, auch an jenen Stellen, wo der Pennin die Adern ausfüllende Substanz ist.

Ähnliche Ganggesteine wie diese Aplite sind, beschreibt Prof. LEHMANN aus Der Grube Königzug bei Oberscheld (Lahn-Dillgebiet),¹¹ mit einer Mineralparagenese: Albit, Calcit, Chlorit, Titanit, Quarz). Er fasst die Mineralassoziation dieser Gesteine als eine späte Phase im Gesamtprozess der magmatischen Differentiation auf, bei welcher die pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen stark zur Geltung kommen.

*

Sämtliche beobachtete Vorkommensverhältnisse in Betracht nehmend, ist es offenbar, daß dieser kleine Eruptivstreifen der Seite des Fehérkö von Hámor ein stratovulkanisches Produkt ist, welches zwischen die Karbongebilden eingefaltet ist. In diesen wechseln die Lavastromreste der Porphyrite und die Porphyrittuffe miteinander ab und nicht nur Mandelsteine, sondern auch wirkliche Lavaschlacken kommen auf der ehemaligen Oberfläche der Lavaströme vor. Das Abwechseln kann aber überhaupt nicht regelmäßig genannt werden; vielleicht war sie nicht einmal ursprünglich so, aber auch die späteren Durchbewegungen: Faltung, Verwerfung, Pressung u. s. w. könnten in dem Hervorrufen der jetzigen Unregelmäßigkeit eine Rolle haben. Wir müssen aber doch erfahren, daß trotz der starken dynamischen Wirkungen diese jetzt ziemlich steil aufgestellten Lavaströme und Tuffschichten die ihrer ursprünglichen Entstehung entsprechende Anordnung beibehalten haben, so daß die heutige Schieferung an den meisten Stellen dem Abwechseln des verschiedenen Gesteinsmaterials entspricht, also mit der primären Lage-

¹¹ E. LEHMANN in: Neues Jahrbuch. etc. B. Bd. 64. Abt. A. p. 572—581.

rung parallel ist. Die primäre innere Erstarrungsstruktur der Gesteine bzw. die Tuffstruktur ist verblieben, oder wenigstens beinahe überall finden wir davon erkennbare Reste.

Das Erkennen des Verhältniss zwischen den Karbongebilden und den Eruptivgesteinen erleichtern die in den Tuffen auffindbaren Dolomiteinschlüsse, es wird aber von jenen eruptiven Einschlüssen erschwert, die man in den brekziösen Dolomiten finden kann. Auf Grund der mir noch jetzt zu Gebote stehenden Daten schließe ich darauf, daß ein Teil des Dolomits mit dem Porphyrit so ziemlich gleichen Alters ist.

Unter den Massengesteinen sind zwei Typen ganz gut zu unterscheiden. Vorherrschend ist der Pyroxenporphyrit, bedeutend geringer ist die Menge des Plagiophyrits. Zwischen den Tuffen gibt es wenigen so reinen Typ. Der größte Teil der Tuffe ist agglomeratischer Tuff, der gewöhnlich feinkörnig ist, während der Aschentuff und der Mineralientuff hauptsächlich nur als Bindemasse der Vorigen vorkommt. Auf das Verhältnis der Bildungszeit der zwei Gesteinstypen ist von Wichtigkeit, daß obzwar die Pyroxenporphyrite hauptsächlich auf der einen Seite des eruptiven Streifens erscheinen, die Plagiophyrite hauptsächlich auf seiner anderen Seite, aber sie wechseln auch miteinander ab, also die einzelnen Typen wiederholen sich. Detailliertere Feststellungen, die sich auf dieses Abwechseln beziehen, werde ich nach der eingehenden Erforschung der großen Eruptivzüge von Lillafüred geben können.

Der beschriebene kleine Eruptivstreifen wird am Rande von mannigfach zusammengesetzten Gängen durchschnitten. Unter diesen sind die mächtigsten die Quarzgänge; eine bedeutend kleinere Ausdehnung besitzen die Gangporphyrite, während die Aplitgänge immer sehr dünn sind.

Ich erwähne noch, daß die NW-liche, 550 m hohe Spitze des Fehérkö, welche ein vom Hauptzuge ebenfalls separiertes kleines Porphyritvorkommen ist, aus ganz identischen Gesteinen besteht. Diese Stelle fällt OSO-lich vom besprochenen kleinen Vorkommen, sie fällt also in die Streichenrichtung der Gebilde dieser Gegend. Auch dies zeigt ihre Zusammengehörigkeit. Ich habe aber identische Gesteine auch in den großen Eruptivzügen von Lillafüred gefunden.

Tafelerklärung.

Tafel VIII.

1. Ilmenitpyroxenporphyrit, aus dem dicken Lavastrom. In der hypokristallinen Grundmasse sind porphyrische Labradorandesinkristalle sichtbar. Vergr. 18-fach. + Nic.

2. Ilmenitpyroxenporphyrit, obere Felsengruppe. In der holokristallinen Grundmasse sind Pyroxenpseudomorphosen und Labradorandesinkristalle sichtbar. Vergr. 45-fach. + Nic.

3. Ilmenitpyroxenporphyrit; mittlere Felsengruppe. In der hypokristallinen Grundmasse sind Pyroxenpseudomorphosen, Andesin und Ilmenitkristalle sichtbar. Vergr. 61-fach 1 Nic.

4. Ilmenitpyroxenporphyrit, nördlicher Felsen der mittleren Felsengruppe. Der Andesin und Ilmenit ist gut, die Pyroxenpseudomorphosen sind etwas schwach in der zum großen Teil hyalinen Grundmasse sichtbar. Vergr. 62-fach. 1 Nic.

5. Ilmenitpyroxenporphyrit. Ostseite der mittleren Felsengruppe. Die zerrissenen Ilmenitleiten sind gut, die Andesinkristalle hingegen sind nur sehr blaß sichtbar in der hypokristallinen Grundmasse. Vergr. 62-fach. 1 Nic.

6. Ein Teil desselben vergrößert: Ilmenitaggregate und Pyroxen(?)kristallskelette. Vergr. 440-fach. 1 Nic.

Tafel IX.

1. Plagiophyritmandelstein, obere Felsengruppe. Zusammengesetzte Mandel (Calcit, Quarz, Chalcodon) und glimmerisierende Plagioklase sind in der hyalopilitischen Grundmasse zu sehen. Vergr. 32-fach. + Nic.

2. Porphyritlavaschlacke, obere Felsengruppe. Im farbigen Glas kann man mit Calcit ausgefüllte Blasenräume und Labradorandesinkristalle wahrnehmen. Vergr. 18-fach. 1 Nic.

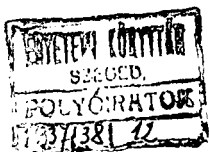
3. Porphyritlavaschlacke, mittlere Felsengruppe. Ein mit Glas durchwebter mächtiger Plagioklas-Vielling und kleine Mandeln sind in der dunkelbraunen Glasbasis zu sehen. Vergr. 32-fach. 1 Nic.

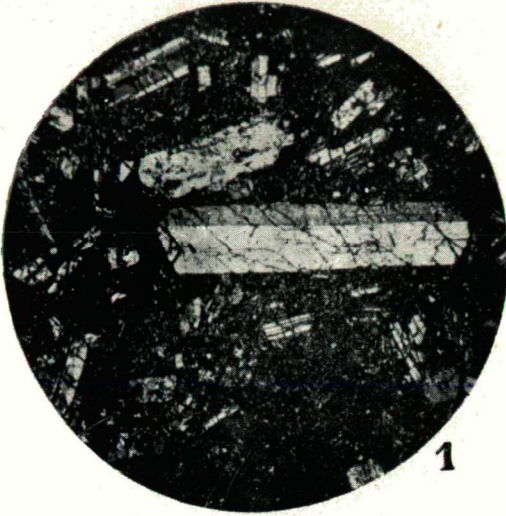
4. Ein Teil derselben vergrößert. Vergr. 80-fach. 1 Nic.

5. Dasselbe sehr vergrößert. Gabelförmig verzweigende Mikrolithe. (Die regelmäßigen Glaseinschlüsse der Mikrolithe sind deshalb in den Querschnitten der Mikrolithe nicht gut sichtbar, weil einzelne Teile der Mikrolithe eine rotbraune oder gelblichbraune Farbe besitzen, weshalb sie sich auf der Photographie im dunkeln Glas verwaschen. Vergr. 320-fach. 1 Nic.

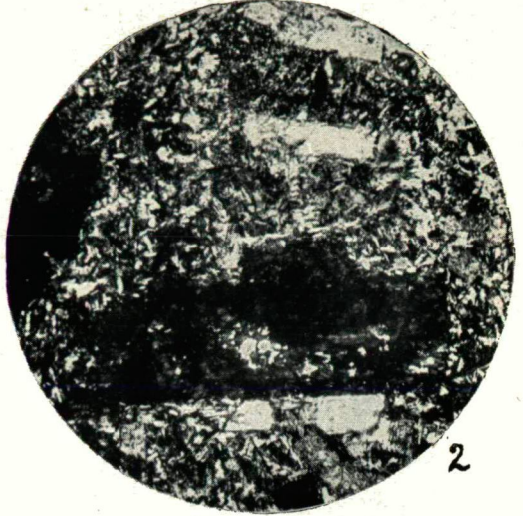
6. Verästelter Quarzplagioplitgang im Pyroxenporphyrit. SW-licher Felsen der unteren Felsengruppe. Vergr. 8-fach. + Nic.

Die Untersuchungen sind mit den Apparaten und Instrumenten der „Rockefeller Foundation“ durchgeführt.

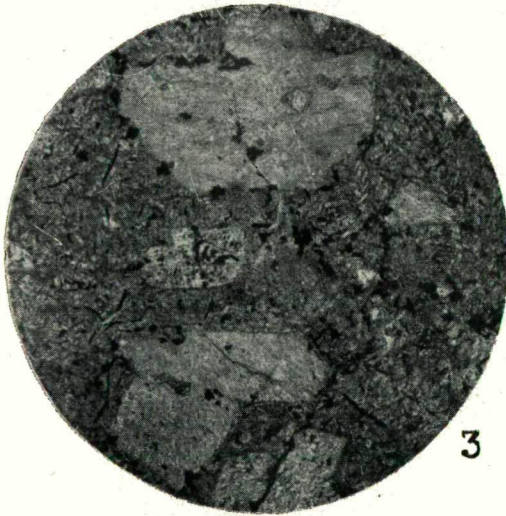




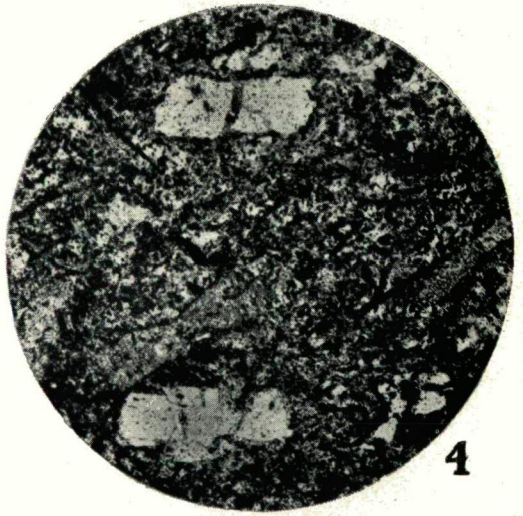
1



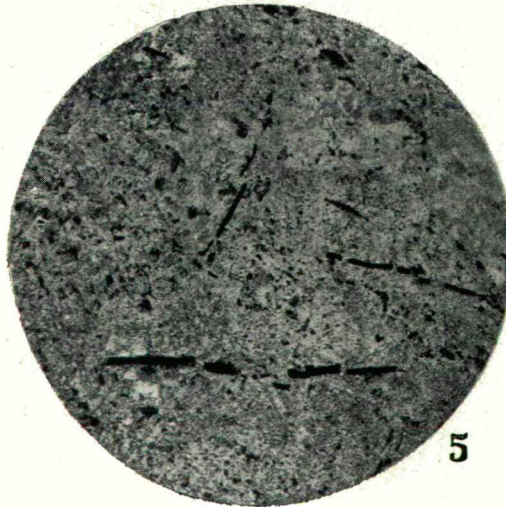
2



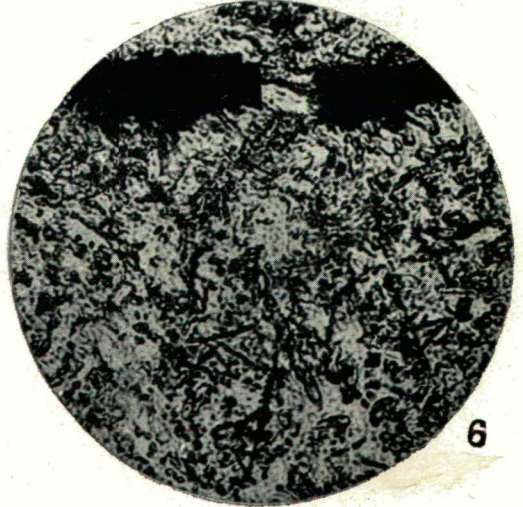
3



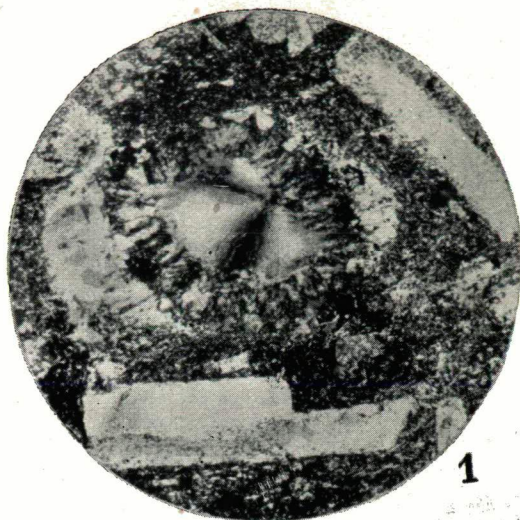
4



5



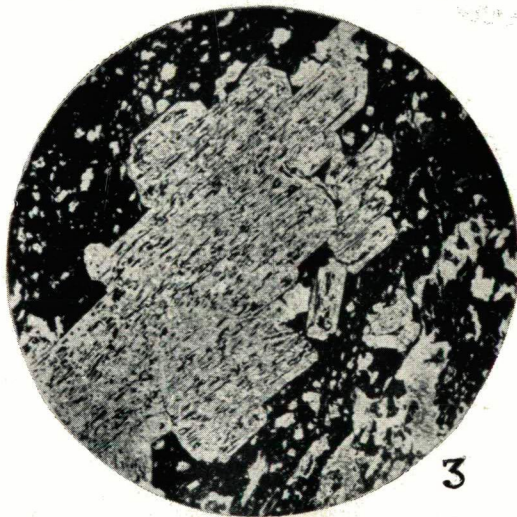
6



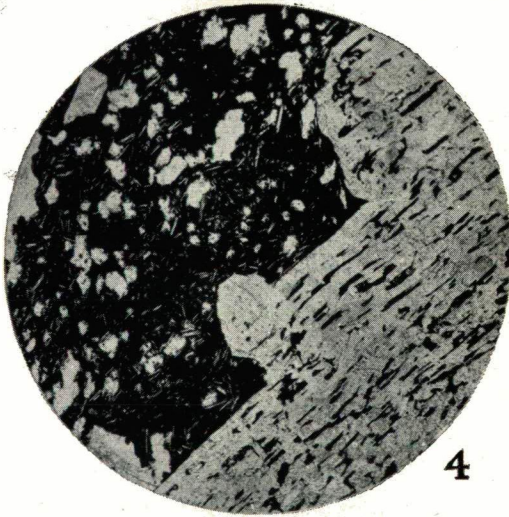
1



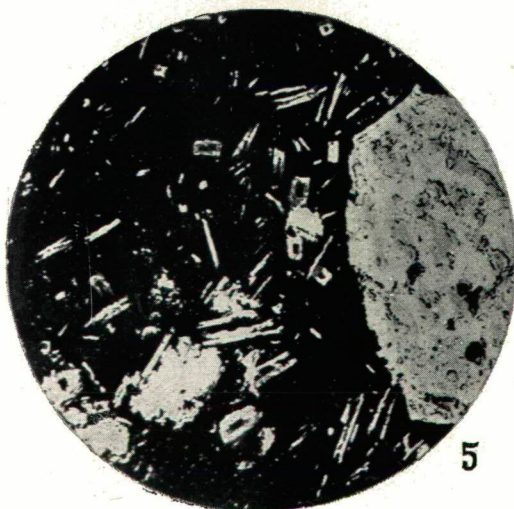
2



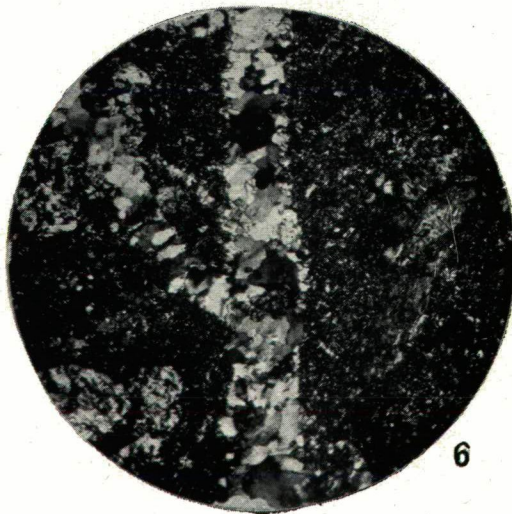
3



4



5



6